

КАЗАНСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
Институт геологии и нефтегазовых технологий  
Кафедра геологии нефти и газа

Н.Г.Нургалиева

**ОСНОВЫ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА  
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТОЛЩ**

Учебное пособие  
для студентов и аспирантов направлений 05.04.01 "Геология",  
05.06.01 "Науки о Земле" по курсам "Секвенс-стратиграфия" и  
"Основы формационного анализа нефтегазоносных толщ"

Казань 2016

**УДК 551.7.022.4**

*Печатается по решению  
учебно-методической комиссии Института геологии и  
нефтегазовых технологий КФУ  
(протокол №8 от 20 марта 2016 г.)*

Рецензенты:

д.г.-м.н., профессор кафедры геофизики Института геологии и  
нефтегазового дела Томского политехнического университета

**В.И.Исаев**

д.г.-м.н., профессор кафедры геологии нефти и газа

Казанского федерального университета

**Б.В.Успенский**

**Нургалиева Н.Г.**

**Основы формационного анализа нефтегазоносных толщ:**

Учебное пособие для студентов и аспирантов направлений

05.04.01 "Геология", 05.06.01 "Науки о Земле" по курсам

"Секвенс-стратиграфия" и "Основы формационного анализа

нефтегазоносных толщ" / Н.Г.Нургалиева. – Казань: Казанский  
университет, 2016. – 150 с.

Учебное пособие предназначено для лекционных и практических занятий с магистрантами и аспирантами Института геологии и нефтегазовых технологий Казанского (Приволжского) федерального университета, обучающимися по направлениям 05.04.01 "Геология", 05.06.01 "Науки о Земле".

Знания о методологических основах формационного анализа необходимы для комплексного и фундаментального подхода к реконструкциям осадочных формаций, позволяют глубже понять закономерности строения осадочных толщ и нефтегазоносных комплексов, развивают широту мышления и являются базой для принятия практических решений.

**©Нургалиева Н.Г., 2016**

**©Казанский университет, 2016**

## **ОГЛАВЛЕНИЕ**

<b>Введение</b>	<b>Стр</b>
<b>Раздел I. Сущность формационного анализа</b>	<b>4</b>
<b>Глава 1. История развития формационного анализа</b>	<b>7</b>
<b>Глава 2. Современные направления в учении о геологических формациях</b>	<b>12</b>
<b>Глава 3. О генетической основе формационного анализа</b>	<b>15</b>
<b>Глава 4. Сущность понятия «формация» на примере формаций ФЛИШ, ШЛИР, МОЛАССА</b>	<b>19</b>
<b>Раздел II. Циклический анализ – базовая методология формационного анализа</b>	<b>30</b>
<b>Глава 1. Основные понятия циклического анализа</b>	<b>30</b>
<b>Глава 2. Структура цикличности осадочных комплексов</b>	<b>33</b>
<b>Раздел III. Взаимосвязь секвенс-стратиграфического и циклического анализа</b>	<b>52</b>
<b>Глава 1. Модель седиментационного цикла Головкинского</b>	<b>52</b>
<b>Глава 2. Основные понятия секвенс-стратиграфии</b>	<b>65</b>
<b>Раздел IV. Формационный анализ в нефтяной геологии</b>	<b>92</b>
<b>Глава 1. Формационный анализ – основа региональных реконструкций нефтегазоносных бассейнов</b>	<b>92</b>
<b>Глава 2. Формационный анализ в прогнозировании нефтегазоносности недр</b>	<b>96</b>
<b>Глава 3. Геоисторические процессы развития литосферы и некоторые общие закономерности размещения месторождений углеводородов</b>	<b>127</b>
<b>Глава 4. Некоторые секвентные модели УВ-содержащих объектов</b>	<b>139</b>
<b>Литература</b>	<b>144</b>

## Введение

Формационный анализ представляет собой системную методологию изучения осадочной оболочки Земли.

Учение о геологических формациях оформилось благодаря усилиям литологов, стратиграфов, тектонистов и специалистов по полезным ископаемым. При выяснении общих закономерностей строения и истории развития земной коры, эволюции магматизма, палеогеографических обстановок, размещения месторождений полезных ископаемых оказалось удобнее оперировать не отдельными типами и слоями горных пород, а целостными толщами, комплексами однотипных горных пород, получивших в общем случае наименование геологических формаций. Только обратившись к природным ассоциациям горных пород как целостным геологическим системам, можно решать задачи, связанные с палеотектоническими реконструкциями, тектоническим районированием, минерагеническим прогнозом. Исследователи разных направлений и школ при объединении горных пород в естественные ассоциации – геологические формации – пользовались различными критериями и первоначально по-разному понимали сам термин – геологическая формация. Ныне учение о геологических формациях оформилось как самостоятельное научное направление – учение об осадочных толщах, магматических и метаморфических комплексах: геологических системах определенного иерархического уровня организации вещества. В учении рассматриваются состав, строение, формы выделения, положение в структурах земной коры, обстановки формирования, минерагеническая специализация этих систем. Учение вобрало в себя элементы стратиграфии, литологии, петрографии, структурной геологии, учения о полезных ископаемых.

Геологические формации в земной коре образуют крупные геологические тела. При изучении их вещественного состава и внутреннего сложения применяются методы литологии, петрографии, при оценке возраста – методы стратиграфии, структурной геологии, при выявлении обстановок образования – методы генетического анализа. Положение в них полезных ископаемых оценивается методами поисково-разведочного дела.

В учении о геологических формациях намечаются две последовательно решаемые группы задач. Первая группа задач предусматривает выделение формаций, их изучение, типизацию, установление коррелятивных связей между типами формаций и тектоническими структурами, палеогеографическими обстановками, полезными ископаемыми. Вторая группа задач связана с ретроспективными построениями на основе ранее выявленных закономерностей состава и строения формационных залежей, пространственных и временных соотношений с тектоническими структурами, а также осуществлением тектонического, инженерно-геологического, гидрогеологического районирования и прогнозной оценки территорий. Эти две группы задач отвечают так называемой «прямой» и «обратной» задачам геофизики, когда вначале изучаются геофизические поля известных геологических объектов, а потом на основе разного типа геофизических полей прогнозируются геологические объекты.

Учение о геологических формациях тесно связано со смежными направлениями геологической науки.

Основой изучения геологических формаций являются литолого-фашиальные исследования. Собственно литологическая ветвь анализа (породы-слои-разрезы) приводит к выделению породных ассоциаций или парагенераций – индивидуализированных геологических тел по особенностям состава или первичного строения. В основе генетического анализа находятся диагностические признаки происхождения пород – состав, структуры, текстуры и т.д.

Собственно формационный анализ подразумевает изучение распределения и взаимоотношения формаций на основе стратиграфических, палеогеографических и палеоструктурных исследований, установление тектонических условий образования формаций на базе выделения структурно-формационных комплексов с привлечением сведений о несогласиях и структурной этажности. В итоге формационный анализ позволяет восстановить причинно-следственную цепь событий геологической истории и создать модели эволюционных систем, провести тектоническое районирование и предложить тектонотипы, выявить генетические ассоциации формаций и наметить их типовые сочетания, установить

закономерности в размещении и образовании полезных ископаемых и прогнозировать преобразования земной коры.

Формационный анализ в целом является методом познания общих закономерностей строения и развития земной коры.

## **Раздел I. Сущность формационного анализа**

### **Глава 1. История развития формационного анализа**

Учение о геологических формациях возникло как прямое следствие развития геологической науки и в настоящее время представляет один из крупных ее обобщающих разделов, исследующий общие закономерности строения и развития земной коры.

В развитии представлений о геологических формациях условно можно наметить два этапа: 1) с середины XVIII века до начала XX века; 2) с середины 30-х годов XX века и до настоящего времени.

Первый этап соответствует времени оформления геологии как самостоятельной науки. Появление термина «геологическая формация» связывают с Г.Фюкселем (1722-1773), И. Леманном (1700-1767), А.Вернером (1749-1817).

Г.Фюксель и А. Вернер в качестве формаций выделяли реально существующие толщи горных пород, сходных по вещественному составу (медистый сланец, раковинный известняк, цехштейн и др.), которые выстраивались в определенном порядке в стратиграфической схеме А.Вернера от пород «первозданных» к «переходным», «флецовым», «новейшим наносам» и вулканическим породам.

Таким образом, с момента возникновения термин «геологическая формация» имел двойственную смысловую нагрузку: формации выделялись как категории вещественные, петрографические, но использовались как стратиграфические подразделения. Постепенно термин стал широко использоваться как понятие стратиграфическое.

На рубеже XVIII и XIX веков в работах И.Гейма, С.Брейслака, К.Прево этот термин начинает обозначать генетическую совокупность отложений. По свидетельству Э.Н.Янова, Г.Пуш в 1826 году констатировал три смысловых значения термина «формация»: генетическое, петрографическое, стратиграфическое.

Термин «формация», обозначавший стратиграфические подразделения, использовался в геологии вплоть до конца XIX века.

На II сессии Международного геологического конгресса, состоявшейся в Болонье в 1881 г., термин «геологическая формация» был официально исключен из стратиграфической номенклатуры. Было рекомендовано его использовать для характеристики способа образования толщ – их генезиса.

Фациально-генетическое понимание этого термина было воспринято многими зарубежными геологами и в дальнейшем получило широкое распространение в работах отечественных геологов (В.А.Обручев, Д.В.Наливкин, Н.М.Страхов, В.И.Попов и др.). До настоящего времени термин «формация» используется геологами США и некоторых других стран, не поддерживавших решений конгресса в Болонье, для обозначения стратиграфических подразделений.

На рубеже XIX и XX веков этот термин наполняется новым содержанием. М. Бертран, изучая геологию Альп, применил термин «формация» для обозначения крупных комплексов горных пород, повторяющихся в разрезах разновозрастных геосинклинальных областей (гнейсы – сланцевый флиш – флиш – моласса). Вертикальная последовательность таких комплексов («тектонофаций») отвечает полному циклу геосинклинального развития.

Первоначальное петрографическое толкование термина «формация» сохранилось в работе Ф.И.Левинсон-Лессинга, описавшего в 1888 году «Олонецкую диабазовую формацию», и получило дальнейшее развитие в трудах Н.С.Шатского, Н.П.Хераскова и их последователей.

Таким образом, в начале XX века этот термин использовался в четырех значениях: вещественном, генетическом, стратиграфическом, тектоно-стадиальном.

По-видимому, одновременно с перечисленными четырьмя толкованиями развивалось пятое – прикладное, минерагеническое. Вероятно, это направление возникло со времени появления самого термина, о чем свидетельствуют наименования: формация медистого сланца, бурого угля в работах А. Вернера. В дальнейшем термины использовались для указания наличия в той или иной толще полезного ископаемого.



Середина 30-х – 40-х годов XX века соответствует началу нового этапа в развитии представлений о геологических формациях и последовательному созданию элементов учения о них. Это учение о фациально-динамических комплексах (В.И.Попов); об историко-генетических типах осадконакопления (Н.М.Страхов и др.); о парагенезисах горных пород (Н.С.Шатский и др.).

Первые публикации принадлежали советским исследователям: Н.Б.Вассоевичу, В.И.Попову, М.А.Усову, Н.С.Шатскому, В.Е.Хаину, Б.М.Келлеру.

В 1953 году в Новосибирске состоялась I Всесоюзная конференция по геологическим формациям, в резолюции которой было отмечено существование нескольких направлений в подходе к выделению, изучению и определению геологических формаций. На конференции было рекомендовано следующее определение формаций, предложенное сотрудниками Геологического института АН СССР (Н.С.Шатский, Н.П.Херасков, Н.А.Штрейс, Б.М.Келлер), в соответствии с которым формациями являются: «...естественные сообщества горных пород и других минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т.д.) парагенетически связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении (переслаивание и другие виды чередования, некоторые направленные ряды пород)». Этот подход к выделению и анализу формаций в литературе получил название парагенетического и противопоставлен генетическому, который развивали литологи, рассматривая формации в ряду фациально-генетических понятий как совокупность определенных фаций (Н.М.Страхов, В.И.Попов и др.).

Также генетическим было названо направление, отстаивающее выделение формаций как «тектонофаций» - комплексов образований, соответствующих определенным этапам, стадиям геосинклинального цикла (В.В.Белоусов, Н.Б.Вассоевич, В.Е.Хаин). Фациально-генетическое и стадийно-тектоническое направления попытался объединить Л.Б.Рухин.

В 50-60е годы продолжали развиваться все пять направлений в понимании и использовании термина «формация» применительно к свитам, однородным петрографическим, генетическим и тектоно-

геодинамическим комплексам, а также к комплексам, вмещающим определенный тип полезного ископаемого.

Четвертое литологическое совещание, состоявшееся в Ташкенте в мае 1959 года, было посвящено осадочным формациям и их фациальному анализу в связи с прогнозом полезных ископаемых. В развернутом Решении (1959 г.) было дано определение формации как естественного исторического сообщества горных пород, связанных с определенными этапами (стадиями) развития тектонических зон, определены принципы классификации (тектонический, климатический), задачи изучения формаций.

В 50-60-е годы значительный вклад в изучение геологических формаций внесли Л.Б.Рухин, И.В.Хворова, Г.И.Теодорович, А.А.Богданов и другие исследователи.

В 1961 году в Санкт-Петербурге при ВСЕГЕИ была организована конференция по осадочным и осадочно-вулканогенным формациям.

Из числа исследований, посвященных разносторонней характеристике формаций следует отметить работы Н.Б. Вассоевича по флишу, И.В. Хворовой по флишу и молассам, В.И. Попова по молассам, Н.С. Шатского по фосфоритоносным и марганцевоносным, Ю.А. Жемчужникова по угленосным формациям и др.

В 1968 г. с целью подведения итогов по формационным исследованиям при ВСЕГЕИ было организовано совещание «Геологические формации». Было отмечено, что два важнейших направления при изучении формаций: парагенетическое и генетическое должны соотноситься как два последовательных этапа в изучении формаций; все имеющиеся направления являются различными аспектами изучения совокупности вещественных категорий, составляющих земную кору.

В соответствии с решением этого совещания в 1971 году в составе Межведомственного тектонического комитета при ОГГГ АН СССР была организована секция геологических формаций для всемерного содействия рассмотрению актуальных проблем учения о геологических формациях. Таким образом, с начала 70-х годов

работы по изучению геологических формаций приобрели определенные направления.

На развитие учения о геологических формациях оказали существенное влияние многие исследователи: литологи, тектонисты, металлогенисты.

В настоящее время наиболее полно изучены состав, строение, условия образования осадочных флишевых (Н.Б.Вассоевич, И.В.Хворова, С.Л.Афанасьев и др.), молассовых (В.И.Попов, Н.И.Гриднев и др.), некоторых терригенных (В.Н.Шванов), в том числе угленосных (Г.Ф.Крашенинников, Г.А.Иванов и др.) и красноцветных (А.И.Анатолева), рифовых карбонатных (И.К.Королюк, В.Г.Кузнецов и др.), эвапоритовых (А.А.Иванов и Ю.Ф.Левицкий и др.), фосфоритовых (Н.С.Шатский и др.), осадочно-вулканогенных и кремнистых (Т.И.Фролова, И.В.Хворова и др.) групп формаций. Их характеристике посвящены отдельные монографии. В меньшей степени специально изучались другие группы формаций.

Развитие геологической науки привело, в конце концов, к выводу о том, что формация прежде всего понятие генетическое. Поэтому и изучать ее необходимо комплексно. Формация – это естественный парагенетически связанный (местом и условиями образования) крупный комплекс фаций, приуроченный к определенной палеотектонической структуре (или ее части) и соответствующий определенной стадии геотектонического развития. Для выделения формаций требуются углубленные литолого-фациальные исследования, составляющие существо начального этапа формационного анализа.

В сферу собственно формационного анализа, то есть сравнительного анализа формаций, на современном уровне геологических знаний и потребностей допустимо включать только конкретно генетически обусловленные генетические тела.

## **Глава 2. Современные направления в учении о геологических формациях**

С момента возникновения термин «геологическая формация» имел различное содержание. В дальнейшем он приобрел еще более широкий смысл, в связи с чем Н.Б.Вассоевич предлагал считать его термином свободного пользования. Исследователи различного профиля, вкладывая в понятие «геологическая формация» неодинаковое значение, по-разному оценивают признаки, позволяющие выделять формации, объемы единичных формаций, задачи формационного анализа и т.д., что определяет наличие нескольких направлений в развитии учения о геологических формациях: петрографического (структурно-вещественного), фациально-генетического, тектоно-стадиального, стратиграфического, минерогенетического.

### Петрографическое (структурно-вещественное) направление.

Представление о формациях как о толщах определенного состава очень широко распространено среди геологов. Это направление под именем парагенетического получило развитие в нашей стране благодаря работам Н.С.Шатского и Н.П.Хераскова, разработавших представления о геологических формациях как парагенезисах горных пород, подобно тому, как горные породы являются парагенезисами минералов. Н.С.Шатский писал, что в самом кратком виде осадочными формациями называются естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности. Н.С.Шатский подчеркивал, что это определение раскрывает способ выделения формаций, которые являются самыми крупными таксонометрическими единицами осадочной оболочки в ряду: горные породы – генетические типы отложений – формации. Смысл, вкладываемый Н.С.Шатским в понятие формации, виден из его слов: «Формации – прежде всего понятие тектоническое или общегеологическое, так как формации, прежде всего, связаны с определенными тектоническими формами... Характер формаций

определяется несколькими факторами; главнейшими из них является тектоника, тектонические движения и процессы, выражающиеся в рельефе и вулканизме, и, следовательно, в мощности слоистых образований, в их составе, структуре, текстуре и др.; вторым фактором надо считать климат, косвенным образом тоже связанный с тектоникой и являющийся одним из главнейших условий образования различных типов формаций; наконец, свойства формаций определяются также возрастом, временем их образования, что связано с общим развитием земной коры, особенно, вероятно, с общей термической ее эволюцией; далее изменения пород, входящих в формацию, связаны с изменением живого вещества, эволюцией организмов и т.д.».

Определение формации, данное Н.С.Шатским и Н.П.Херасковым, не лишено недостатков – оно включает разноуровневые и неоднозначные по смыслу понятия (например, горная порода – понятие вещественное, пачка – структурное, свита – стратиграфическое, отложения – генетическое). В результате со ссылками на определение Н.С.Шатского даются различные толкования термина, по смыслу исключаящие друг друга.

Парагенетическое направление нашло множество сторонников и последователей и развито в работах А.И.Анатольевой, Ю.Р.Беккера, К.В.Боголепова, О.А.Вотаха и др.

Фациально-генетическое направление.

Использование термина «формация» для обозначения совокупностей генетических типов отложений развивалось Д.В.Наливкиным, Г.А.Ивановым, Н.Б.Вассоевичем и др.

Л.Б.Рухин определял формацию как генетическое сообщество фаций, устойчиво образующихся на более или менее обширном участке земной поверхности при определенном тектоническом или климатическом режиме.

В.Е.Хаин, Г.А.Иванов, Г.И.Теодорович определяли формацию как высшую таксонометрическую единицу в иерархии фаций.

В.И. Попов к формациям относит небольшие по объему генетические комплексы. Специалисты, придерживающиеся генетического направления, считают необходимым для выделения формаций предварительное выяснение генезиса пород, образующих

осадочный комплекс, или же генетического типа тектонической структуры, во время формирования которой обособился осадочный комплекс.

Генетический подход выражается в том, что до выделения геологической формации устанавливается генезис пород, слагающих осадочную серию. При данном подходе исследователь стремится расчленить толщу на формации – генетические типы.

Парагенетический подход при выделении формации предпочтительнее генетического по той причине, что, определяя формацию как ассоциацию генетических типов отложений, мы тем самым уходим от рассмотрения строения и состава вещества, нарушаем иерархическую последовательность вещественных категорий: минерал – порода – формация – земная кора. Придавая термину «формация» вещественный смысл, ее необходимо определять категориями вещественными, а не генетическими.

#### Тектоно-стадиальное направление

Начало этому направлению положено работами М.Бертрана. В нашей стране данное направление активно развивается в работах тектонистов, некоторых литологов и петрографов, увязывающих формации со стадиями развития земной коры и ее главнейших структурных элементов. Среди крупных специалистов, уделивших много внимания этой проблеме, следует назвать В.В.Белоусова, В.Е.Хаина, Л.Б.Рухина, Н.Б.Вассоевича, А.В.Пейве.

Тектоно-стадиальное направление и разработанные в соответствии с ним классификации формаций, основанные на концепции теории геосинклиналей, в настоящее время теряют свое значение, так как идеи новой глобальной тектоники предполагают иные типы основных структурных элементов земной коры и иные стадии их развития.

#### Стратиграфическое направление.

Этого направления обычно придерживаются представители сибирской школы геологов (М.А.Усов, М.К.Коровин, Л.Л.Халфин и др.) М.А.Усов определял формацию как толщу непрерывных осадков, отделенную от других формаций тектоно-денудационным перерывом.

Л.Л.Халфин определял формацию как естественную единицу локальной стратиграфии, представляющую собой индивидуальный комплекс отложений, все члены которого связаны непрерывной последовательностью образования и который в целом меняется по простиранию в узких фациальных рамках, имея нижней и верхней границами перерыв седиментации. Представители данного направления отождествляют формации со свитами, осадочными комплексами, горизонтами, «циклами» и т.д., подчеркивая, что они все индивидуальны и являются тектоно-стратиграфическими единицами.

### Минерагеническое направление

Определяющая роль отводится присутствию в разрезе формации того или иного вида полезного ископаемого, в связи с чем выделяются угленосные, соленосные, бокситоносные и прочие формации. Все остальные признаки формации являются как бы второстепенными. Существование перечисленных направлений в учении о формациях можно объяснить тем, что оно развивалось на стыке нескольких геологических наук специалистами разного профиля, в связи с решением разных задач, которые ставят перед собой исследователи.

Указанные направления не являются абсолютными и отрицающими одно другое. Они взаимодействуют между собой, представляя комплексный инструмент для познания закономерностей строения и развития земной коры.

## **Глава 3. О генетической основе формационного анализа**

Формационный анализ, занимающийся изучением породно-слоевых ассоциаций, уходит своими корнями в литологию, а точнее в один из ее разделов – общую теорию литогенеза, названную по предложению Н.Б. Вассоевича литмологией. Как и любой другой объект науки, выделение таких ассоциаций должно обязательно обосновываться всеми их признаками, входящими в одну из групп – форма, состав, строение, свойства и происхождение.

В современной литологии сложилось два направления (Одесский, 2000) – седиментология, изучающая отдельно взятые

горнопородные слои, и литмология, объектом изучения которой являются ассоциации горнопородных слоев, представляющие собой либо фации, либо формации. При этом фации лежат в основе палеогеографических, а формации – палеотектонических реконструкций. И те, и другие объекты всегда характеризуются набором многочисленных признаков, которые являются предметом изучения и входят в состав одной из пяти выше перечисленных групп – форма, состав, строение, свойства и происхождение. Как известно, вещественный состав и строение отложений лежат в области исследований осадочной петрографии (суть вещественно-структурного подхода), форму горнопородных тел прослеживает полевая и структурная геология, их свойства изучаются различными науками в соответствии с практическими задачами и, наконец, происхождение этих тел выясняет экспериментальная геология.

Экспериментальная геология занимается всесторонним изучением современных процессов как в натуральных условиях, так и специально заданных. Эти наблюдения многогранны и включают в себя решение задач в области седиментогенеза, литогенеза и литмогенеза. Седиментогенез включает все стадии образования, транспортировки и аккумуляции осадочного материала, что требует от исследователя глубоких знания в области геохимии гипергенеза, аэро-, гидро- гляцио- и литодинамики, а также законов седиментации. Литогенез связан с процессами, описываемыми термодинамикой и геодинамикой. Для реконструкции литмогенетических процессов необходимы представления о характере взаимодействия эндогенных, экзогенных и биогенных факторов. Таким образом, вещественно-структурный подход представляет лишь одну из сторон формационного анализа, ни в коем случае не исключая, а лишь дополняя исторически сложившийся генетический подход.

Геологические формации образуют крупные геологические тела, составляющие в совокупности слои земной коры. Каждая формация, занимающая определенное пространство, обладает присущими ей вещественным составом, внутренним строением, формой и размерами, характером взаимоотношения со смежными формациями, положением внутри более крупных формационных категорий



(формационных комплексов, ассоциаций формаций). Поэтому при изучении формаций и при их анализе используются различные методики, присущие также другим научным направлениям в геологии.

Вещество формации изучается методами, разработанными петрографией, строение – петрологией, литологией, стратиграфией, морфология тел – структурной геологией, положение полезных ископаемых – методами минерагенического анализа, условия накопления – методами палеогеографии, палеотектоники и т.д.

В результате формации рассматриваются со всех сторон: как комплексы пород определенного вещественного состава, толщи с присущими им типом строения, возрастом и характером залегания, тела характерной формы и размеров, отложения определенной обстановки формирования и т.д.

В роли главных признаков в определениях нередко выступают литологический состав, строение толщ, мощности толщ, палеогеографическая обстановка формирования, наличие полезного ископаемого, степень вторичных изменений и др. На основе этих признаков формации нередко получают наименования: терригенная или карбонатная, флишевая, морская мелководная, аридная, гумидная, угленосная и т.п.

Из большого числа признаков, характеризующих формации как категории вещества, только два определяют это вещество: состав и структура. Состав характеризуется набором пород, составляющих устойчивую ассоциацию. Главные (обязательные) члены ассоциаций определяют тип формации, второстепенные (необязательные) – индивидуальные особенности ассоциации одного и того же типа.

Второй важный показатель вещества – его структура – взаимоотношение главных членов ассоциации друг с другом и по отношению ко всей ассоциации в целом. Например, при одинаковом минеральном составе (полевые шпаты, кварц, роговая обманка) горная порода имеет разное наименование (гранит, гранит-порфирит, риолит и т.д.) в зависимости от формы выделения минералов и их взаиморасположения.

Для ассоциации горных пород тип строения толщи – не менее важный диагностический признак, нежели ее состав. Наиболее

выразителен тип строения у флишевых серий: многократное правильное чередование пород составляющих флишевый ритм.

Исследователь, выделяющий формации, должен руководствоваться исключительно вещественной и структурной характеристиками разреза осадочной оболочки, так как геологические формации – это категории вещества, обладающего определенной внутренней структурой.

Границы формаций определяются поверхностями, по которым происходит разрыв однородности свойств формации: ее состава или внутреннего строения.

Проведение границ между отдельными формациями представляет собой в ряде случаев достаточно сложную задачу, так как смежные формации по латерали и вертикали нередко связаны постепенными переходами, то есть в их парагенезисах имеются общие члены.

Как правило, две смежные формации обычно резко различаются по наборам пород в удаленных друг от друга разрезах, но при приближении точек наблюдений различия в составе смежных формаций могут сглаживаться за счет взаимопроникновения слоев горных пород при фациальном замещении формаций. То же самое наблюдается при выделении формаций в их стратиграфической последовательности.

По-видимому, невозможно обойтись без условностей при обособлении формаций в разрезе осадочной оболочки. Взаимоотношения тел осадочной и осадочно-вулканической формаций со смежными телами определяются особенностями границ, которые могут быть тектоническими, стратиграфическими и фациальными.

Тектонические границы, выраженные линиями разрывных нарушений, позволяют наиболее определенно разграничить смежные формации.

Стратиграфические границы обособляют тело формации в конкретных разрезах по вертикали. Наиболее четким ограничением являются стратиграфически несогласные контакты, которые свидетельствуют о перестройке структурного плана на рубеже двух формаций.

Фациальные границы часто невозможно провести на карте в виде одной линии, так как в условиях невысокой контрастности тектонических движений смежных конседиментационных структурных форм образовавшиеся в их пределах формации связаны широкими диапазонами взаимопроникновения. Такие взаимоотношения очень часты среди формаций в чехле платформы. В таком случае граница смежных формаций «расплывается» в широкую зону.

Постепенная смена формаций по латерали и вертикали свидетельствуют о тесных парагенетических связях смежных формаций, обусловленных родством смежных структур, близкими темпами прогибания, общей областью питания и т.д.

#### **Глава 4. Сущность понятия «формация» на примере формаций ФЛИШ, ШЛИР И МОЛАССА**

Для того, чтобы понять сущность формации, обратимся к конкретным примерам. Это, бесспорно, формации ФЛИШ, МОЛАССА И ШЛИР.

ФЛИШ петрографически бывает терригенным (песчаным, алевроитовым, дресвяным, конглобрекчиевым и конгломератовым, а также глыбовым) кварцевым, граувакковым, глинистым, вулканитовым, известняковым, кремневым, даже техногенным, то есть почти любым, а формационно он един. Таким образом, вещественный состав не является решающим признаком при диагностике и выделения формации.

Сущность ФЛИША выражается в особенностях строения в разрезе и на площади; в частности характерна цикличность, как правило, тонкая, правильная монотонная. Однако цикличность присуща и ШЛИРУ, и МОЛАССЕ. Во ФЛИШе может наблюдаться и грубая цикличность. Количественный критерий различения флишевой цикличности от цикличности шлировой или молассовой не разработан.

ФЛИШ как формация определяется ПАРАГЕНЕЗОМ генетических типов отложений, из которых турбидиты и другие спазматические (зерновые и щебневые потоки) и обвально-

оползневые отложения (олистостромы) обязательны, формациеобразующие; ихнитолиты (биотурбиты) и планктоногенные отложения обычны, донно-флювиальные и туфовые отложения возможны и иногда часты, а угли, прибойные, волновые и другие прибрежно-морские, мелководные и континентальные запрещены, то есть всегда отсутствуют. ФЛИШ накапливается у подножия крутых склонов на значительной глубине ниже базиса действия волн (иначе не сохранились бы верхние тонкие осадки циклита), в условиях подвижного тектонического режима с землетрясениями, при обильном питании осадочным материалом и на разных стадиях развития бассейна седиментации и обрамления.

МОЛАССА – формация, сложенная пролювием, аллювием, озерными, эоловыми и другими континентальными отложениями, формировавшаяся при активном тектоническом режиме у подножия гор или на некотором расстоянии от них с быстрым компенсированным или перекомпенсированным (то есть обильным питанием осадочным материалом) прогибанием области седиментации.

ШЛИР – формация, сложенная прибойными, подводно-аллювиальными (дельтовыми), мелководно-флювиальными, волновыми, лагунными и другими побережными (морскими и континентальными отложениями), накапливавшимися при активном тектоническом режиме у подножия гор или вдали от них с быстрым компенсированным (обильным осадочным материалом), местами и некомпенсированным прогибанием области седиментации. Аналогично определяются и другие формации.

Различаются эти три формации средой – водной, переходной и континентальной. Соотношение скорости прогибания, скорости поставки осадочного материала и скорости эвстатики определяют эти типы формаций с характерными чертами:

МОЛАССА: перекомпенсация и континентальность.

ШЛИР: компенсированность, побережность и относительная глубоководность;

ФЛИШ: некомпенсированность и относительная глубоководность;

Вещественный состав является, в основном, парасистемным признаком. Однако, в отдельных случаях он может выступать и системным признаком, например: формация мела, рифовая формация.

Итак, **ФОРМАЦИЯ** – это историко-генетический тип парагенетических ассоциаций генетических типов отложений регионального масштаба.

Ниже приводится более подробное описание трех указанных формаций. Для более детального знакомства с разнообразными формациями рекомендуем работы В.Т.Фролова.

**Молассы** – группа формационных типов или один сложный тип, формирующиеся в условиях активных тектонических и седиментационных режимов при компенсированности и часто при перекомпенсированности прогибания осадконакоплением, что выражается в отсутствии или второстепенности морских отложений.

Термин «моласса» ввел в науку во второй половине XVIII века швейцарский натуралист Гораций Соссюр для обозначения мягких, рыхлых третичных песчаников предгорий Альп.

Молассы – региональные парагенезы аллювиальных, пролювиальных, озерных, болотных, нередко эоловых, биогенных угольных или хемогенных соляных и других континентальных отложений значительной мощности, формирующиеся обычно у подножия крутых склонов воздымающихся гор при сопряженном быстром прогибании молассового бассейна и достаточном для компенсации питания обломочным материалом, обычно в большей мере грубообломочным.

Молассы установлены во всех палеозойских, мезозойских и позднедокембрийских подвижных поясах и орогенах.

Выделяют 5 типов моласс (Мазарович, 1976): эпиплатформенные зон активизации (кайнозой Средней Азии, мезозой и кайнозой Байкальской области и др.); катаплатформенные, или раннеплатформенные (триас и нижняя юра Челябинского грабена); постгеосинклинальные стадии активизации – наложенные межорные впадины и прогибы (девон, верхний палеозой Минусинских впадин, девон Сарысу-Тенизского водораздела в Центральном Казахстане, девон Шпицбергена и Восточной

Гренландии); эпигеосинклинальные, орогенные – краевые, остаточных геосинклинальных и наложенных межгорных впадин и прогибов (средний олигоцен – неоген Предальпийского прогиба, пермь – нижний триас Предуральского прогиба, силур западной части Центрального Казахстана, неоген Закарпатских впадин); интрагеосинклинальные – промежуточных орогенных стадий, осложняющих геосинклинальное развитие, то есть унаследованных прогибов, смежных с интрагеоантиклиналями (нижний и средний девон Чингиза в Центральном Казахстане, апт-альб Румынских Карпат).

Молассы цикличны от элементарной до мегациклитовости.

Фациальная структура моласс четкая, зональная, или поясовая из-за прилегания к горным цепям и другим линейным структурам. Фациальный план их асимметричен (рис.1-1В,Г) или симметричен (рис.1-1Д,Е) в зависимости от предгорности или межгорности.

По климатическим условиям формирования различаются молассы: гумидные и аридные.

Гумидные молассы сероцветные, обычно угленосные (с подтипами тепло-, умеренно- и холодноклиматических). Например, молассы бассейна р.Маркхем на Новой Гвинее, на других крупных островах Малайского архипелага и на Индокитайском полуострове (теплоклиматические); Молассы бассейна Амура (умеренно) и Колымы (холодно). Аридные молассы - это, например, Ферганские межгорные и предгорные в Средней Азии, Западном Китае и Монголии.

Эволюция моласс происходила под влиянием смены тектонических режимов, развития материков и типов литогенеза. Достоверные молассы известны из нижнего протерозоя, с тех пор молассообразование циклично усиливалось.

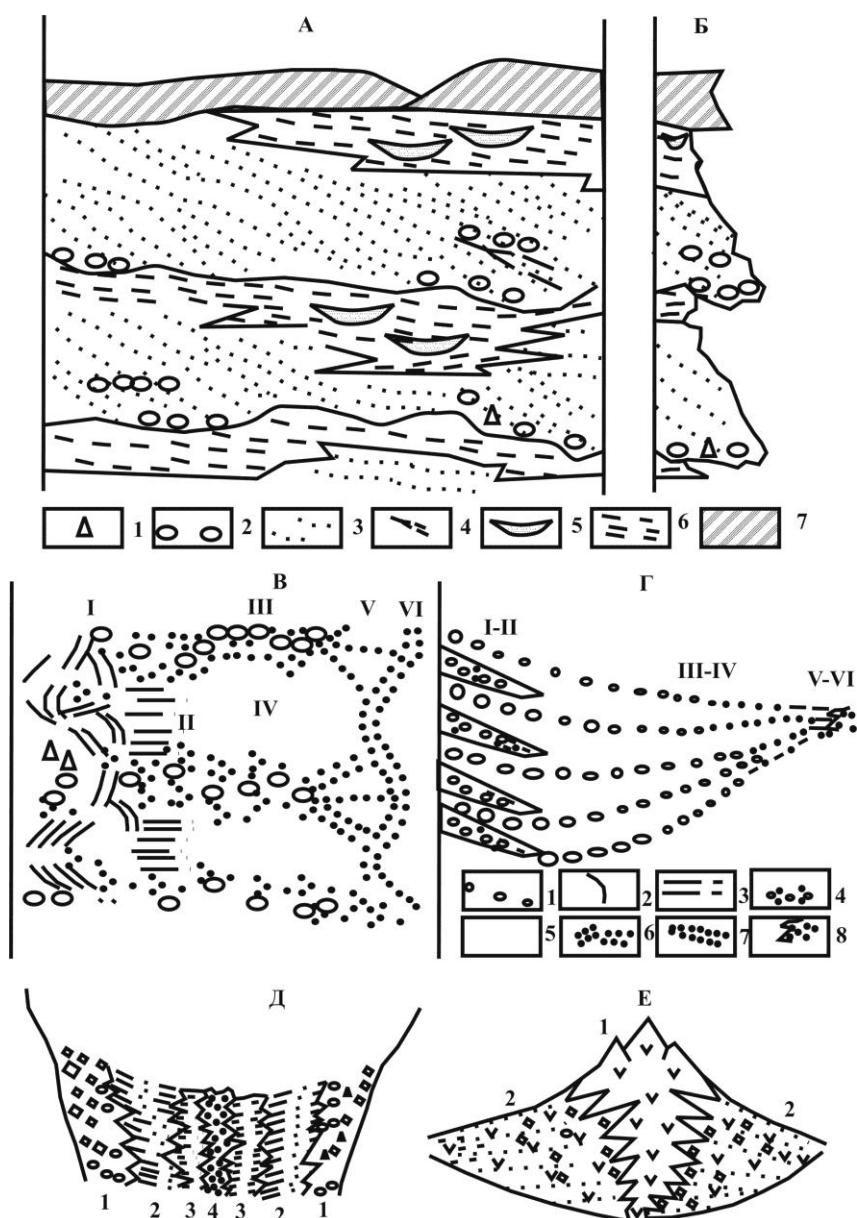


Рис. 1-1. Молассы. А, Б - схемы взаимно перпендикулярных разрезов двух суперэлементарных циклов семигумидной молассы: 1 – интраседикластовые, в основном, глиняные глыбовые и щебенковые брекчии – обвалы крутых бортов русла; 2 – галечники и гравий полимиктовые, дальнего приноса; 3, 4 – пески с однонаправленной косой, косоволнистой и волнистой слоистостью – отложения русел, прирусловых отмелей и валов и изолированные линзы; 5 – старичные отложения – глины и алевриты с мм слоистостью; 6 – пойменные пески, алевриты и глины; 7 – золотые перевеянные пески (дюны). В, Г – схема (в-план, г – профиль) семигумидной молассы (с асимметричной фацальной структурой). I-VI – фации: I – пролювиальная из двух подфаций –

*собственно веерная (а), вторичных вееров (б); II – тыкарная, или потоповая, III- IV – контрастивно-аллювиальная, или фация аллювиальной равнины в составе подфаций собственно аллювиальной или долинной (III) и междолинной (IV); V – дельтовая; VI – прибереговая бассейновая, в основном прибойная или пляжевая, обычно относящаяся к морской формации. 1, 2 – пролювий грубый (1) и лессовый (2); 3 – отложений такыров или других крупных разливов (потопов); 4 – пески, алевроиты и глины дельт; 5 – илистые отложения наводнений и водораздельные элювиальные образования; 6, 8 – пески пляжей, 7 – дельта, д, е – молассы с симметричной фациальной структурой: межгорные (д) и вулканические (е) молассы. Фации «д»: 1, 2 – пролювиальные фангломератовая (1) и лессовая (2); 3,4 – осевые аллювиальные русловая (3) и пойменная (4); фации «е»: 1- вулканическая, в основном экструзивно-эффузивная с туфами; 2 – вулканоосадочная, собственно молассовая (туфы, лахары, коллювий, аллювий, почвы и др.) с многогранной циклитовостью.*

Молассы в раннем протерозое формировались со скоростью менее 10 м/млн. лет и их мощность редко превышала 300 м. Широкое распространение на всех континентах этих протомоласс свидетельствует об образовании Пангеи I в конце раннего или начале позднего протерозоя. С данным рубежом совпадает образование первых красноцветных аридных формаций (1.9 млрд. лет в Кодаро-Удоканской впадине) и тиллитов (2.3-2.1 млрд. лет в Африке и Канаде).

Значение моласс состоит в том, что по ним восстанавливаются континенты, расчлененность рельефа, климат, флювиальные, эоловые и другие динамические процессы и т.д.

Практическое значение моласс: в них залегают угольные, солевые, медные, урановые, золотые и другие месторождения, а также нефть, газ, вода. Галечники и пески используются как строительный материал.

Шлировые формации (шлир) формируются при активном тектоническом режиме, выражающимся в горном рельефе побережья и быстром прогибании зоны седиментации, активном осадконакоплении, выражающимся в массовой поставке рыхлого терригенного материала, компенсирующего прогибание,



накапливаются со скоростью более 100 м/млн. лет мощные (более 500 м) нижние, или морские, молассы, которые правильнее трактовать как шлировые. В гумидном климате они угленосные («паралические формации»), а в аридном – соленосные, обычно красноцветные. Примером служат угленосные толщи среднего карбона Донбасса и тоара-аалена Дагестана (более 6 км) с многими десятками (до 70-80) пластов углей, с прослоями раковинных, водорослевых и биодетритовых мелководных известняков, сложенные в основном песчаниками и алевроито-глинистыми пачками, четко циклитовые, циклиты – циклотемы (в среднем мощностью 10-30 м) значительно богаче молассовых литотипами и генотипами отложений. По гранулометрии они в основном прорециклиты, реже рециклиты и проциклиты. В них присутствуют почти все формациеобразующие генотипы: речные выносы в море, отложения баров, подводных валов, вдольбереговых течений, заливов, банки ракушняковые, биотурбиты, свалы с бортов каналов прорыва дельтовых протоков, угли, волновые, иногда и приливные отложения (рис. 1-2).

Шлиры бывают внутриконтинентальными, пресноводными, солоноватоводными и нормально-морскими, предгорными и равнинными, чисто терригенными, терригенно-карбонатными и вулканитовыми; двустороннего или одностороннего питания обломочным материалом, с симметричной и асимметричной фациальной структурой; угленосными, соленосными, меденосными, нефтеносными и т.д. Климатические типы шлира разнообразные, но различия не такие резкие как у моласс.

Флиш – одна из самых распространенных и разнообразных по петрографическому составу, геологическим обстановкам и стадиям геотектонического цикла (ГТЦ). Флиши бывают не только морскими, но и

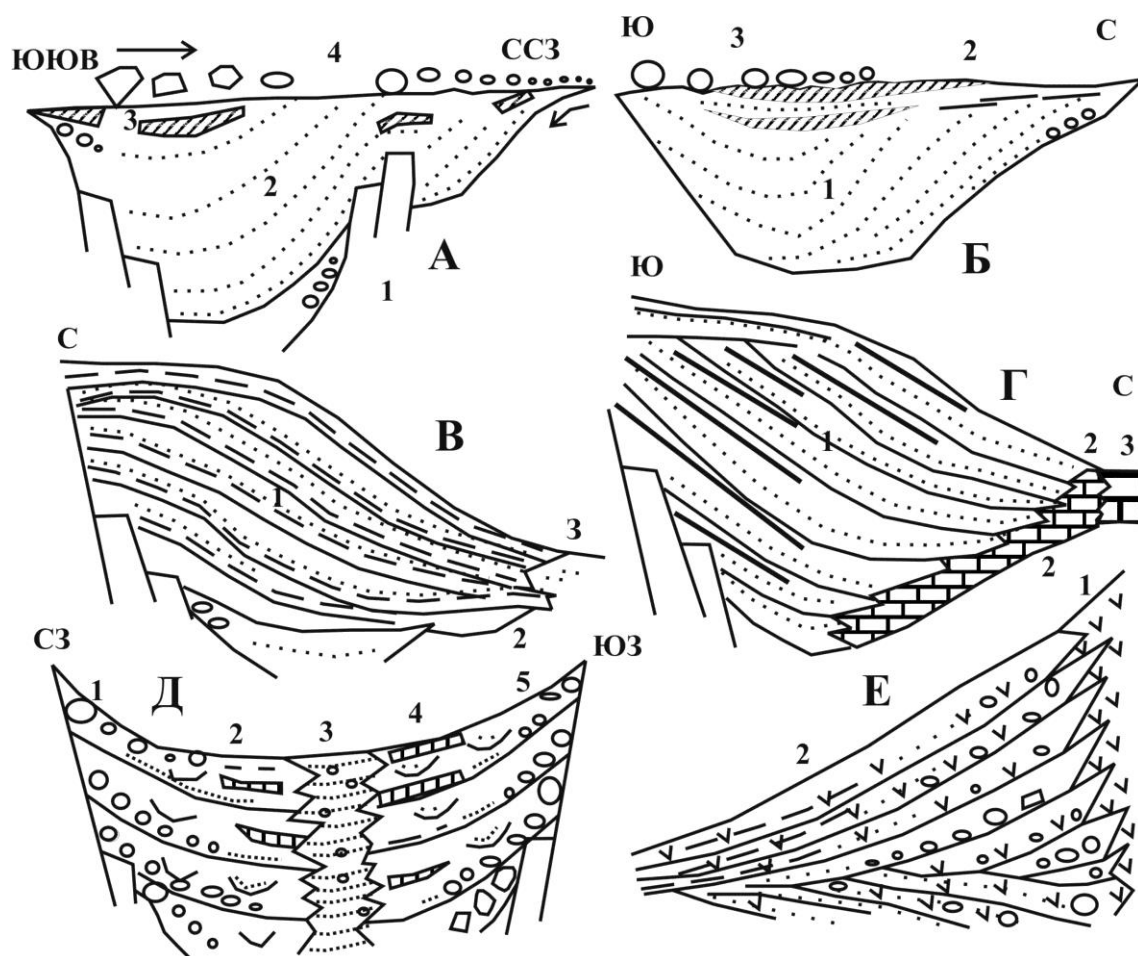


Рис. 1-2. Схематические профильные разрезы основных типов шлира: А – восточная часть Венского бассейна в составе Внешней, северной и Внутренней, южной, впадин, разделенных поднятием (1); 2 – шлировый литотип – тонкоциклитовые глины, мергели с прослоями песчаников; 3 – известняки, часто ракушняковые; 4 – моласса. Б – Предкавказский альпийский прогиб: 1 – глинистая майкопская серия (олигоцен – нижний миоцен) с проградационным наслоением (с севера на юг) от платформы к Кавказу; 2 – известняки и песчаники среднего и верхнего миоцена; 3 – моласса (плиоцен-антропоген). В – юрская верхнетоарско-ааленская песчаная угленосная серия (1) с южной проградацией; 2 – турбидитовая фация шлира; 3 – флишевая формация Центрально-Кавказского прогиба. Г – паралическая угленосная известняково-песчано-глинистая, в основном, среднекаменноугольная серия Донбасса (1), ее известняковая серия (2) и формация северного пологого борта прогиба (3). Д – плиоцен-антропогеновая паралическая серия дельтовой зоны р.Маркхем (Новая Гвинея) симметричной фациальной структуры. 1, 5 – грубообломочные горноаллювиальные фации; 2, 4 – фации известняково-песчано-глинистых отложений лагун и заливов; 3 – осевая песчаная фация дельтовых

*рукавов и проток. Е – вулканический шпир у прибрежного вулканического пояса. 1 – вулканическая фация; 2 – осадочная туфово-экзокластическая фация.*

пресноводными (озеро Байкал). Обстановки формирования флиша – внутриконтинентальные и периконтинентальный рифты (оз. Байкал, Крым), межкордильерные прогибы (Кавказ, юра, мел) и прогибы между соседними островными дугами (Индонезия), окраинные моря, глубоководные желоба и дно океанических котловин, не отделенных от континентов глубоководными желобами (Гангский и Индийский глубоководные конусы выноса).

Все разные обстановки имеют общие определяющие черты: глубоководность и обильное питание осадочным материалом. Почти обязательные землетрясения служат «спусковыми крючками» для обвалов, оползней и спазматических течений со скоростями до 100 км/ч.

Циклитовость многограновая. Наиболее выражены элементарные циклиты толщиной 10-50 см и состоящие из двух циклитовых элементов (ЦЭ): турбидитового (ТЦЭ) и фонового (ФЦЭ), чаще всего планктоногенного (ПлЦЭ).

Флиш характеризуется симметричной или асимметричной фациальной структурой в зависимости от симметричности питания осадочным материалом (рис.1-3).

В общем, формационный анализ – это комплексное исследование по выявлению формационных типов регионально – геостратиграфических единиц – конкретных формаций, и проведение на базе выделенных формаций историко-геологического (палеотектонического, палеогеографического) синтеза, бассейнового и минерагенического анализа.

В формационном анализе необходимо:

- ✓ различать конкретные и абстрактные формации;
- ✓ совершенствовать регионально-стратиграфические исследования в направлении выделения полноценных формаций – свит;

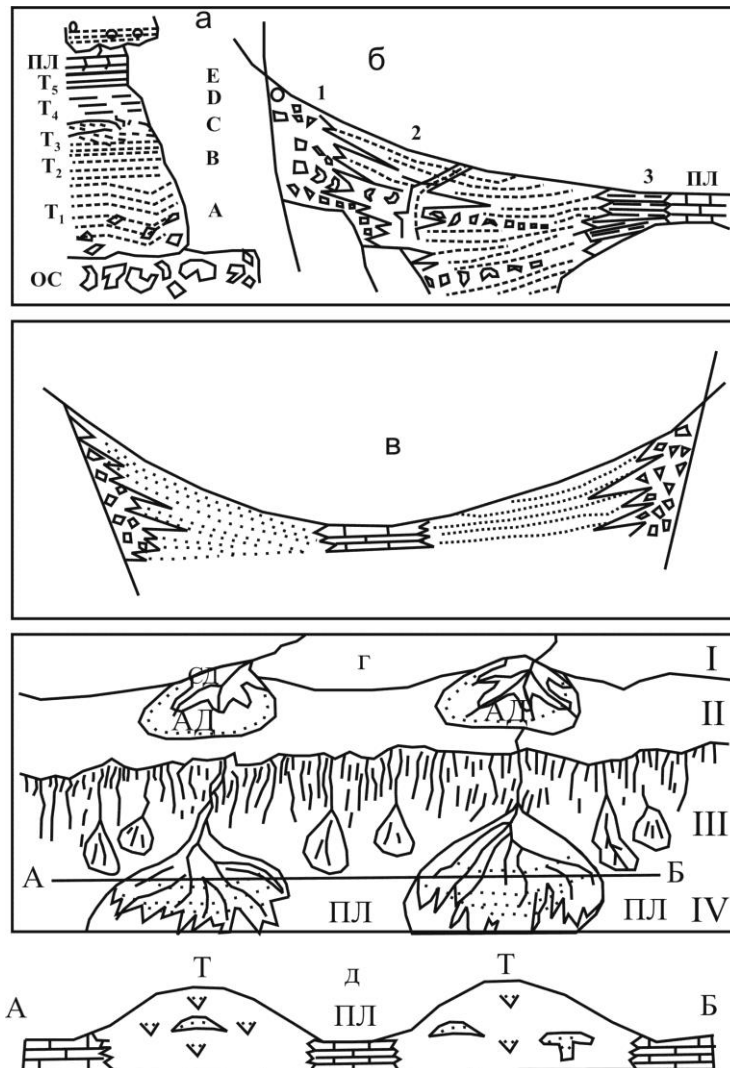


Рис. 1-3. Терригенный кварц-силикатный флиш (схемы): а – элементарный флишевый цикллит с пятью (Т1-Т5) структурными и текстурными литотипами (по Боума, 1962, 1964 и др.), нефлишевым, фоновым планктоногенным известковым биотурбированным апикальным элементом (Пл). В основании – олистостром – базальный элемент мезоциклита; б – продольный разрез флишевого конуса с фациями: 1 – грубофлишевой, или грубообломочной (фанглометратовой), - фацией дикого флиша (проксимальный флиш); 2 – нормальнофлишевой фацией; 3 – фацией дистального флиша; в – фациальная зональность флиша в мелководном бассейне: 1, 5 – грубый флиш; 2, 4 – нормальный флиш; 3 – известковый биотурбированный элемент; г, д – план и профиль авандельтовых (АД) и турбидитовых (Т) конусов выноса: I – предавандельтовая зона; II – авандельтовая зона; III – сублиторальная зона начала формирования турбидитовых конусов; IV – зона турбидитовых конусов.

- ✓ углублять литогенетические исследования, доводя их до выделения генетических типов отложений – основного системного признака геоформаций;
- ✓ шире применять парагенетический анализ;
- ✓ совершенствовать палеогеографические и палеотектонические реконструкции, т.е. бассейновый анализ;
- ✓ выявлять закономерность образования и размещения жидких и твердых полезных ископаемых внутри формаций.

Алгоритм формационного анализа состоит из следующих этапов:

- выделение конкретных формаций – свит или серий в рамках регионально-стратиграфических исследований;
- изучение их фациальной и циклитовой структуры, составление фациальных карт и профилей, выявление элементарных циклитов, составление циклограмм по их разрезу;
- изучение вещественного, литологического состава;
- определение генотипов отложений и их парагенотипов;
- палеогеографическая интерпретация карт фаций и выяснение палеообстановок, породивших данные формации, построение палеогеографических карт;
- отнесение формаций к типам;
- использование формаций и формационных рядов в широких палеогеографических построениях, палеотектоническом и минерагеническом анализах и историко-геологическом синтезе.

## **Раздел II. Циклический анализ – базовая методология формационного анализа.**

### **Глава 1. Основные понятия циклического анализа**

Предпосылки идей о цикличности осадконакопления можно найти у Н.Стенона (1669), М.В.Ломоносова (1763), Г.Х.Фюкселя (1762), Дж. Геттона (1795), Д.И.Соколова (1839), Ж.Кювье (1812), А.Д.Орбиньи (1849-1852), Ч.Лайеля (1833-1865) [Фролов, 1995].

Возможно, раньше других оформилось представление о региональных циклах, сформулированное Дж.Ньюберри (1860, 1872) [Фролов, 1995] как осадочный цикл, а Н.А Головкинским (1868) [Головкинский, 1868] – как геологическая чечевица. В этом представлении причиной цикла являлась миграция фаций, вызванная миграцией береговой линии бассейна.

Термин «геологическая цикличность» был введен Г.К.Джилльбертом в 1890 г. [Деч, Кноринг, 1985].

Конец XIX – начало XX вв. – время развития и углубления представления о региональных (например, [Rutot A., 1883]) и глобальных, например, геотектонических циклах Бертрана [Фролов, 1995].

А.Рюто [Rutot, 1883] разрабатывал модель цикла – чечевицы на третичных отложениях Бельгии.

Глобальные геотектонические циклы наиболее полное развитие получили в концепции фаз складчатости или орогенических фаз Г.Штилле (1924), выделившего в истории Земли многие десятки главных фаз дистрофизма («канон Штилле»), а в 40-х годах – два самых крупных периода – протогеикум и неогейкум, или проще, - протогей и неогей – с рубежом между ними 1500 млн. лет [Фролов, 1995]. Геотектонические концепции полностью базировались на циклической идее. В.Е.Хаин [Хаин, 1973] в неогее выделил 5 мегациклов, начиная с гренвильского (средний рифей) и кончая альпийским (вместе с киммерийским), продолжительностью от 400 до 1500 млн. лет. Построение схемы глобальных циклов было предпринято А.В.Грэбо (1933, 1936) [Фролов, 1995] на основе пульсационной (осцилляционной, по В.Е.Хаину, 1973) гипотезы о ходе геологического процесса. В палеозое им выделено 10 циклов,

которые укладываются в границы систем. Каждый цикл состоял из нижней, трансгрессивной, и верхней, регрессивной, частей. Границы между циклами, по Грэбо, отвечают эпохам обширных поднятий, сопоставимых с фазами складчатости. Эта схема не получила признания из-за значительной упрощенности. Однако идея о планетарных событиях не угасла, а возродилась в представлениях об эвстатических колебаниях [Vail et al., 1977] уровня моря (эта цикличность значительно более мелкая, чем циклы Грэбо и является предметом секвентной стратиграфии) и о катастрофах и перестройках (событийная стратиграфия).

В настоящее время изучение стратиграфических записей циклов изменения среды (сигналов среды) осадконакопления относится к области, называемой циклическим анализом и циклостратиграфией [House, 1985, Fischer et al., 1990]. Изучение цикличности осадочных толщ тесно связано с секвентной и событийной стратиграфией.

Цикл – основное понятие в теории циклической седиментации. Цикл – это единичная последовательность элементов, представляющих собой ступени, этапы, стадии какого-либо развивающегося процесса. В Словаре современного литературного языка (1950-1965 г.г.) можно найти следующее определение цикла: это закономерный, регулярный круг каких-нибудь явлений, действий, процессов. Вещественное проявление цикла называется цикломой. Вещественное проявление цикла в осадочной сфере называется циклосомой или циклотемой.

Циклосома или циклотема – это циклически построенная литосома, собирательно отображающая строение индивидуальных циклов данной толщи.

С понятием цикл ассоциируется понятие ритм, которое нередко считают близким понятию цикл, а иногда и отождествляют с ним. На неправильность такой трактовки обратил внимание Ю.А.Жемчужников (1963). Под ритмом подразумевается понятие временное, предусматривающее равномерное, через равные промежутки времени повторение действий, явлений. Ритм обозначает ритмично протекающие процессы или овеществленный результат ритмичного процесса. В последнем случае для осадочных образований применяется термин ритмит.

Ритмит – это литома, для которой доказана регулярность, равномерность образования во времени. Ленточная слоистость складывается из циклом. Если доказывается, что это суточные или годовичные цикломы, они могут быть названы ритмитами.

Все выше приведенные термины характеризуют важнейшую составную часть осадочных толщ – их элементарные единицы, элементарные ячейки, посредством которых толщи описываются как геологические формации. С помощью приставок, суффикса и окончаний от терминов цикличности образовано довольно много производных терминов: циклиты С.Л.Афанасьева (1974); ре-, про-, репро-, прорециклиты Ю.Н.Карагодина (1980); нано-, микро-, мезо-, макро-, мегациклиты Н.Б.Вассоевича (1976) и т.п.

Цикличность – свойство циклического; способность объектов и явлений обнаруживать последовательный ряд.

Полицикличность – существование циклов разного порядка в последовательности явлений и объектов. В геологических разрезах полицикличность может проявляться в последовательном, направленном изменении циклом по вертикали (цикличность II порядка) или в закономерных изменениях ассоциаций циклом (цикличность III порядка) и т.д.

Ритмичность – свойство обладать правильной повторяемостью во времени.

Полиритмичность – по аналогии с полицикличностью, существование ритмичности нескольких порядков. Например, выделение в разрезах годовичных, 3-4 летних, 11-летних циклов есть вместе с тем обнаружение полиритмичности.

Периодичность – регулярная повторяемость явлений через равные или приблизительно равные отрезки времени. Периодичность тождественна ритмичности, но чаще, чем ритмичность, соотносится с большими временными интервалами (сезонная ритмичность, но периодичность тектонических циклов).

Вариабельная периодичность – повторяемость сходных явлений через неравные промежутки времени.



## Глава 2. Структура цикличности осадочных комплексов

Для характеристики элементарных литом, в том числе циклом, опираются на четыре основных признака: размер, в общем случае оцениваемый как мощность (толщина); количество пород; порядок их следования; степень вложения циклом друг в друга, когда мелкие цикломы являются элементами более крупных, последние – элементами еще более крупных циклом.

За некоторыми цикломами закрепилось определенное название. И.Уэллер самые крупные цикломы назвал циклотемами [Weller, 1930]. С.А.Афанасьев (1974) на порядок меньшие по мощности цикломы флиша назвал циклитами. Л.Н.Ботвинкина (1962) для элементарных сочетаний слоев, измеряемых миллиметрами и первыми сантиметрами использовала термин ритмит. Н.Б.Вассоевич сравнительно просто построенные циклические литомы, состоящие из трех-четырех слоев, называл циклитами, а сложные многопородные, включающие 10-12 видов слоев – циклотемами.

Степень вложения циклом друг в друга демонстрируется, например на рис.2.1. По признаку вложения цикломы (не полициклические толщи, а именно цикломы) могут быть 1, 2, 3-го и более высоких порядков.

Различают не менее пяти видов литом.

Первый вид – это простейшая циклическая литома, сложенная двумя (реже тремя и более) тонкими визуально выделяемыми слоями (слоями, шнурками). Такая литома часто называется ламинитом (от англ. Lamina - ламина – слой). Ламина – тончайший или наименьший различимый слой в осадке или осадочной породе, мощность которого не превышает 1 см. Ламиниты могут быть двух-, трех-, многопородные. Простейшим случаем являются ледниковые «ленточные глины» - варвы, представляющие собой переслаивание тонких песков или алевроитов и глин при различных соотношениях слоев и их мощностей (рис.2.2).

Морфологические аналоги «ленточных глин», сложенные песчаным, алевроитовым и пелитовым материалом, образующим слойки мощностью в сантиметры и доли сантиметра,

распространены повсеместно, в отложениях всех геологических систем и многих физико-географических обстановок.

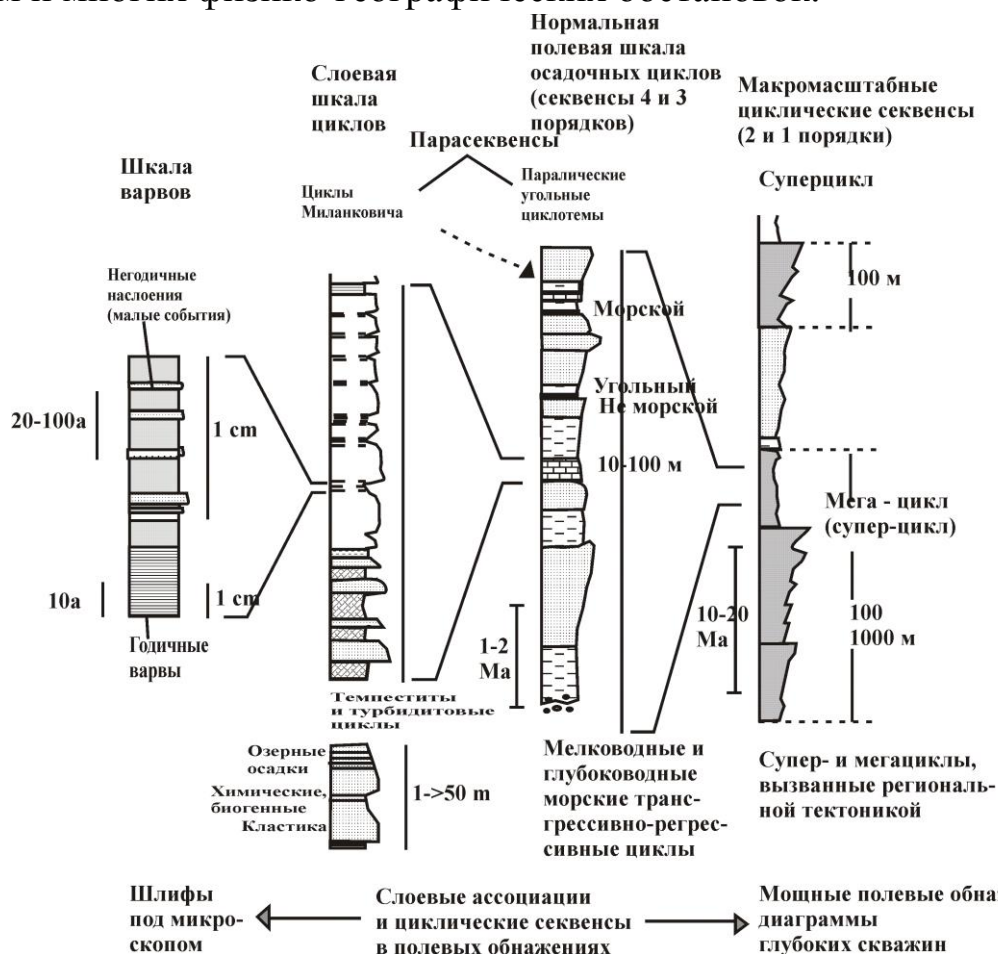


Рис. 2.1. Шкалы циклической седиментации в стратиграфической записи [Einsele et al. 1991].

Ярким примером таких морфологических аналогов являются «лингуловые глины» раннеказанского возраста в Прикамье и Закамье (рис.2.3). Накоплению «лингуловой толщи» предшествовал субазральный размыв. По данным [Форш, 1955] на это указывают сильно выветрелые известняки в контакте с нижними слоями лингуловой толщи. Начало формирования лингуловой толщи связано с трансгрессией казанского моря с севера на низменные территории современного Закамья. Уверенно можно утверждать, что лингуловый бассейн покрывал всю восточную часть современного Татарстана (рис.2.4). Карта изопакит (рис.2.4) «лингуловых глин» построена на основе данных интерпретации диаграмм ГИС (в основном, гамма-каротажа) по многочисленному фонду скважин структурного бурения (на карте они показаны точками).

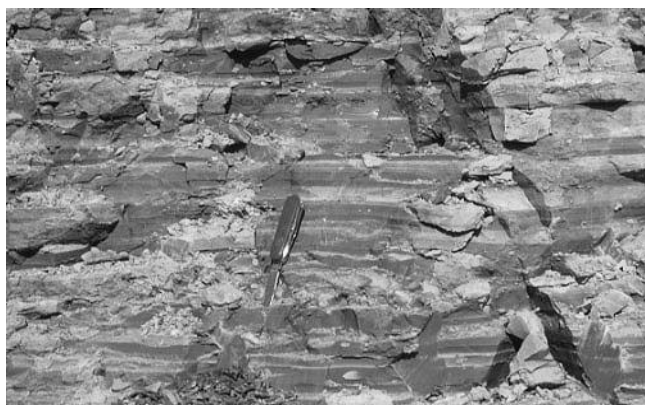


Рис.2.2. Варвы. Озерно-ледниковые отложения. Озеро Мичиган (Висконсин) [<http://academic.emporia.edu/aberjame>].



Рис.2.3. «Лингуловые глины». Обнажение Танайка (р.Кама)

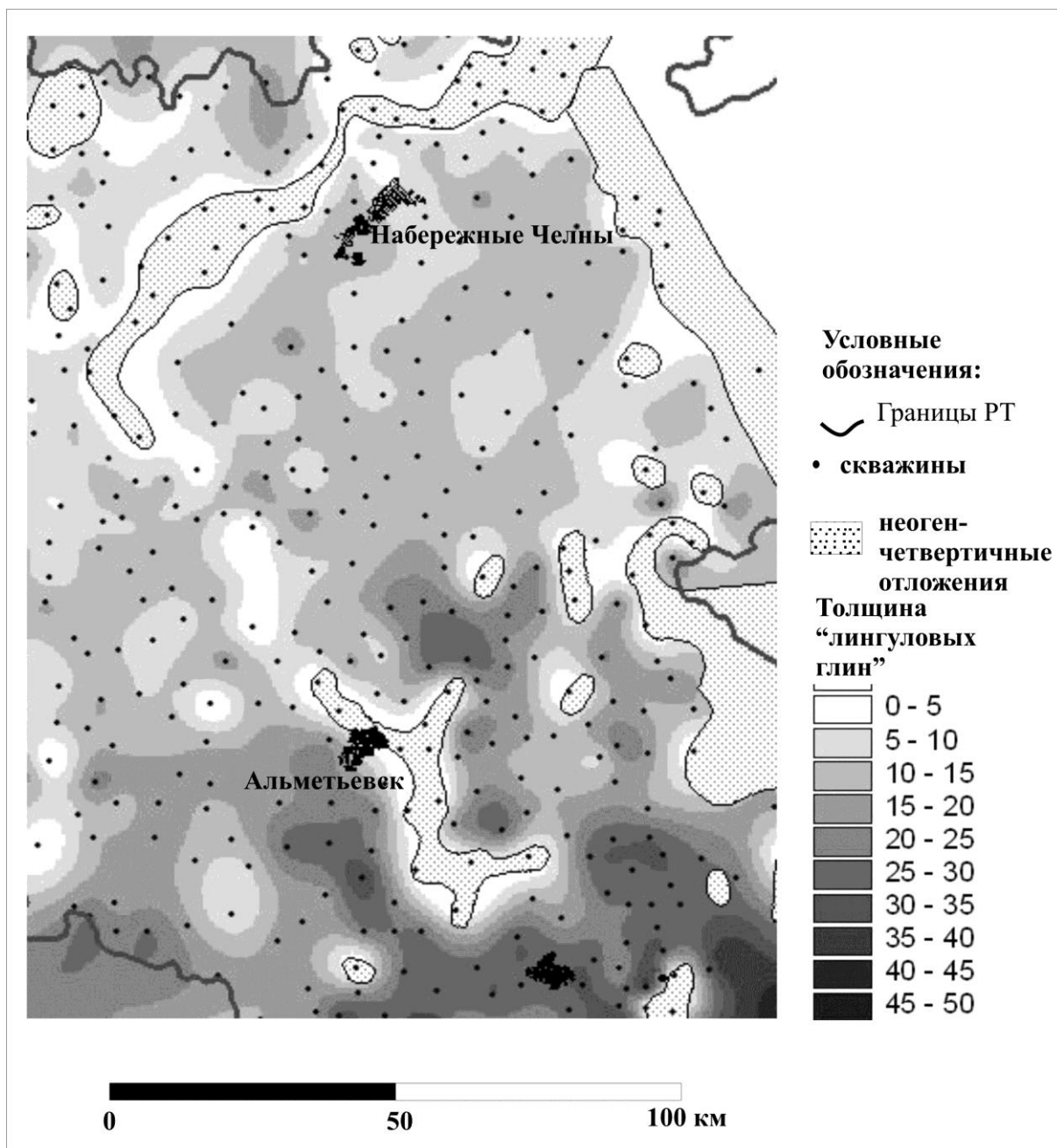


Рис.2.4.Карта изопакит «лингуловых глин» восточной части Республики Татарстан.

Лингуловый бассейн был, в основном, мелководным. Лингуловые осадки соответствуют трансгрессивному седиментационному комплексу, а следующие за ними брахиоподово-мшанковые известняки - седиментационному комплексу высокого уровня моря (рис.2.5).

Накопление «лингуловых глин» обеспечило формирование покрышки резервуаров углеводородов в нижележащих нефтегазоносных комплексах, экранирующая способность которой,

видимо, более высокая в зонах с меньшей тектонической активностью и нарушенностью на Южно-Татарском своде, а также в зонах развития неантиклинальных ловушек углеводородов, например, в области развития локальных песчаных раздувов в зоне выклинивания шешминского горизонта в области сочленения Южно-Татарского свода и Мелекесской впадины.

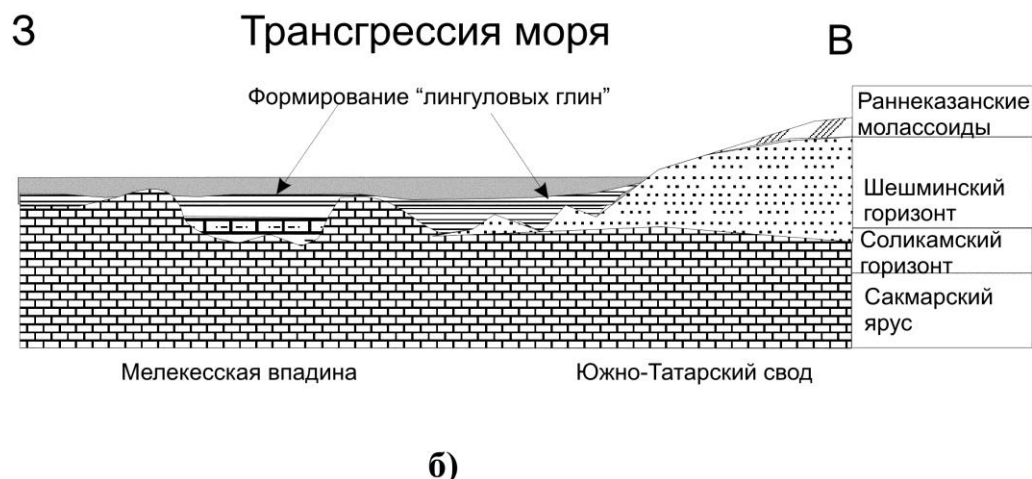
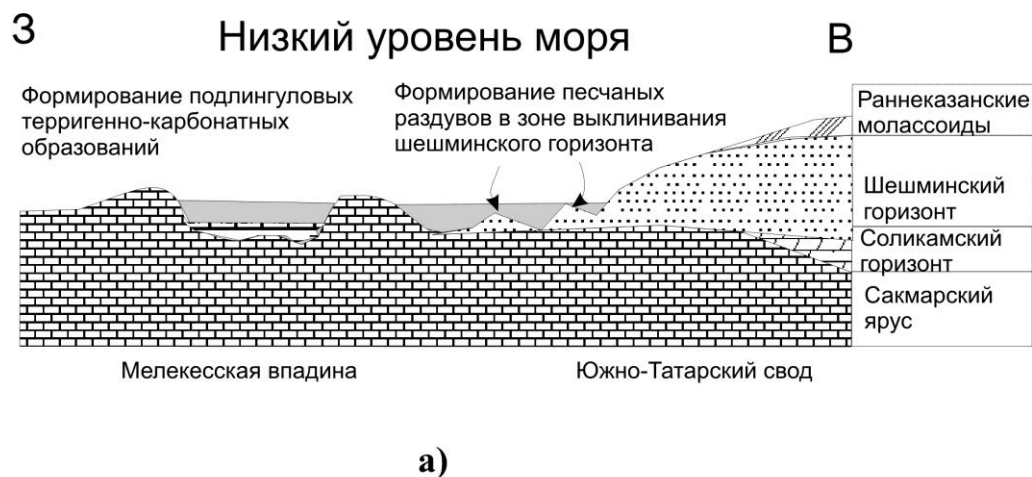


Рис.2.5. Схема развития бассейна осадконакопления (по Бурову Б.В., с сокращениями): а) *формирование песчаных раздувов (коллекторов углеводородов) в зоне выклинивания шешминского горизонта и формирование подлингуловых осадков; б) формирование «лингуловых глин» во время трансгрессии казанского моря с севера.*

Как структурные элементы формаций сочетания слойков бывают двух видов.

Первый из них – это самостоятельные формациеобразующие элементы, высшие для данной толщи структурные элементы – литосомы. В качестве таковых они встречаются не только в комплексах ледниковых «ленточных глин», но и среди углеродистых сланцев многих регионов, в том числе ордовикских «диктионемовых» сланцев Ленинградской области, силурийских граптолитовых сланцевых толщ Урало-Тянь-Шаньской области; в красноцветах нижнего мела Юго-Западного Таджикистана.

Второй вид тонкослоистых диолитов или ламинитов распространен в качестве составной части циклом более высокого порядка, слагая их элементы, которые обычно называют пелитовыми (глинистыми), но которые в действительности являются тонким ленточным или шнуровидным переслаиванием тонкопесчаного материала или алевролита с пелитовым или алевролитовым. Механизм их образования может быть аналогичен механизму формирования ламинитов первого вида, однако проявлялся он на фоне более сложных событий, создававших более крупные многопорядковые циклиты, в которых простейшие диолитовые ламиниты выступают в качестве составных частей.

Второй вид – циклома из небольшого числа слоев и (или) более мелких циклом. Порядок вложения циклом друг в друга низкий – 2-й или 3-й. Циклома Боумы флишевых серий (рис.2.6) – характерный представитель этого вида циклом, за которым закрепился предложенный С.Л.Афанасьевым термин циклит.



Рис. 2.6. Строение цикломы Боума

В физико-географическом отношении циклиты формируются в различных физико-географических обстановках, но более всего – на континентальных подножиях, континентальных склонах, шельфе, предгорных равнинах, в горных долинах, образуя турбидитосодержащие осадки, темпеститы, селевые выносы и др.

Циклиты в большинстве толщ являются элементарными слоевыми сочетаниями наивысшего порядка, то есть для той или иной осадочной толщи представляют литосомы – циклосомы. Вложения их в более крупные элементарные ячейки встречаются реже. Такими вложениями могут быть, например, темпеститы в дельтовой закономерно построенной цикломе, пролювиальные циклиты в сложной аллювиальной цикломе и т.д. В большинстве случаев, однако, циклиты – это самостоятельная «слепая» ветвь циклически построенных толщ – многочисленных «флишевых», «флишоидных», «флишеподобных».

Третий вид – сложные цикломы, состоящие из большего числа пород, чем циклиты и имеющие более высокий порядок вложения мелких циклитов в крупные. Таким цикломы свойственны лессовым комплексам, водно-ледниковым и аллювиальным сериям. Для таких циклом пользуются термином циклострома.

Степень вложения циклических элементов в циклостромах составляет от 4-5 до 7-8. В образовании циклоstrom принимают участие все типы осадкообразующей среды: пульсационные, ундационные, мутационные, миграционные; в меньшей мере возможны также инъекционные внедрения. Образование циклоstrom ограничено в каждом случае одним географическим ландшафтом. Это может быть аллювиальная равнина, дельта, зона шельфа, береговая зона, область прогрессивно-регрессивного развития ледникового покрова.

Четвертый вид – наиболее сложная многопородная и многопорядковая циклома, наблюдаемая, в частности, в паралических угольных комплексах, которая называется циклотемой.

Циклотемы представляют собой сложные упорядоченные ассоциации, количество породных видов в которых составляет не менее 10-15, а степень вложения циклитов, по-видимому, достигает максимальной величины. Пример такой циклотемы показан на рис. 2.7.

Обращаясь к генетическим аспектам, можно видеть, что циклотема – не только многопородное, но и полигенетическое образование. В ней, в отличие от других видов циклом, присутствует наибольшее количество генетических видов осадков, отражающих существенные изменения палеоландшафтов за период формирования одной циклотемы: смену подгорных ландшафтов равнинными; континентальных – морскими и т.д.

Пятый вид – это однообразные, монопородные, нециклические литомы, для которых предлагается название стратолит, то есть порода в виде слоя или пласта.

Существует следующая закономерность: чем больше мощность разреза, а следовательно, чем активнее область, тем больше в разрезе циклических элементов; и наоборот – чем меньше мощность, тем меньше циклических элементов и больше стратолитовых.

Причина этой закономерности кроется в том, что элементарная цикличность, складывающаяся из состава и строения элементарных циклом – является результатом саморазвития того или иного осадочного процесса, тем полнее реализуемого, чем больше для него пространственно-временных возможностей. В условиях энергичного



погружения таких возможностей значительно больше, чем в обстановке слабой тектоники. Те или иные циклические сооружения являются эфемерными и подвергаются быстрому разрушению в обстановке дефицита пространства, обнаруживающегося при фоссилизации осадков и консервации их в разрезах.

Классификации циклов и циклитов могут быть морфологическими и генетическими. Морфологический критерий учитывает размер и сложность циклитов, их внутреннее строение и полноту, а также различные парагенезы. Генетический критерий связан с определением происхождения цикличности.

Циклы, в общем, вероятно, могут иметь любые продолжительности и границы.

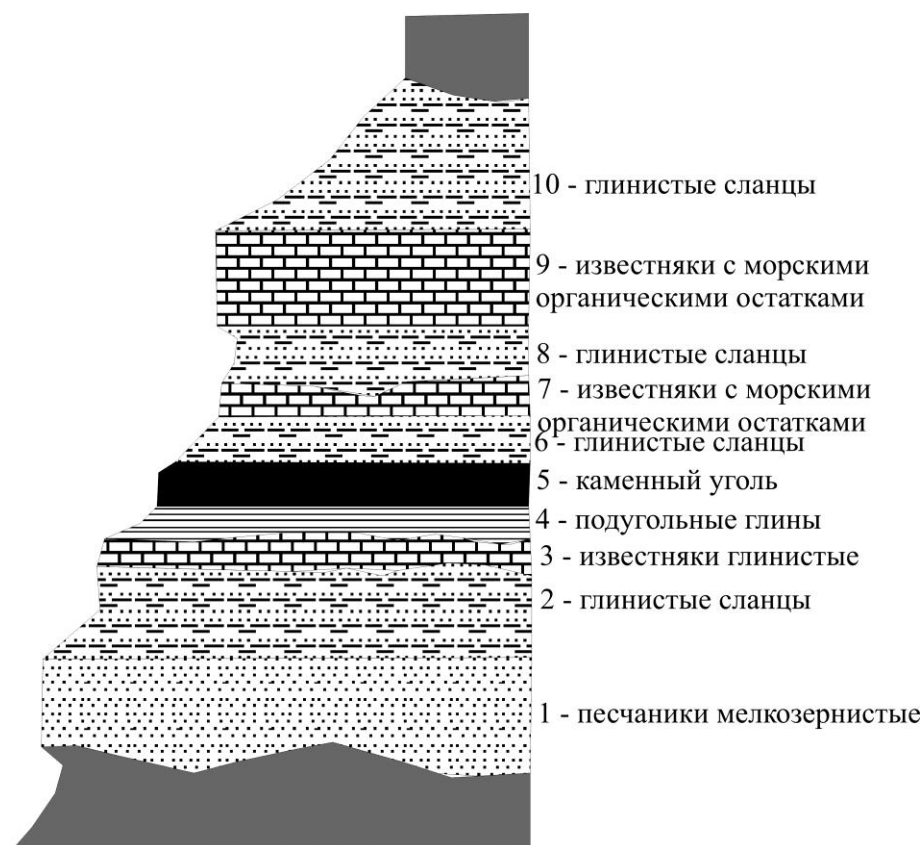


Рис. 2.7. Пенсильванская циклотема Иллинойса [Dunbar C.O., Roger J. Principles of Stratigraphy, 1958, New York, John Wiley, 356 p.]

В циклитах выделяются два или больше элементов, разнообразные литологические и связанные с ними палеонтологические, геохимические и другие свойства. Среди этих

свойств выделяются существенные, например, гранулометрия [Ю.Н.Карагодин, 1980]. Для циклов преимущественно механической седиментации гранулометрия является действительно главным признаком. А в корах выветривания, хемолитах и бентосогенных биолитах (биорифах, торфяниках и т.п.) гранулометрический признак становится второстепенным.

Одним из распространенных подходов в проведении границ циклитов является отнесение начала циклита к подошве конгломератов или грубых песчаников, если они есть в разрезе, так как это наиболее заметная граница и к тому же несущая генетическую информацию – о максимальной энергии среды в момент отложения грубых кластолитов. Однако не всегда такие отложения присутствуют в разрезе. Другими подходами являются предложения «начинать» циклиты с пластов угля как важного фациального репера (угли образуются в областях выравнивания рельефа и заболачивания на обширных площадях) или с известняков [Фролов, 1995].

Продолжительность и периодичность геологических явлений и стратиграфическая цикличность систематизируется в ~13 порядках величин, начиная от циклов резких смещений в турбулентных пограничных слоях до тектонических циклов, включающих в себя образование и распад суперконтинентов [Miall, 1997; Einsele et al., 1991] (таблица 2.1).

Незначительная (второстепенная) цикличность может быть замечена в геологических записях как результат сезонных изменений погоды, разливов рек и т.д., так называемая «календарная цикличность» [Fisher and Bottjer, 1991]. Солнечные пятна и другие процессы на солнце выражаются в цикличности в  $10^1$ - $10^2$  годовом масштабе цикличности (солнечные циклы). Цикличность геологического значения начинается с цикличности Миланковича масштабов  $10^4$ -  $10^5$  лет. Циклы Миланковича и более длительных продолжительностей включают в себя четыре основных типа (в таблице 1 - типы А-D). Эти четыре типа отражают региональную тектонику и эвстатические колебания уровня моря. Указанные процессы связаны с изменениями в глобальном климате, магнетизме, в циркуляции воды в океанах, в углеродных и кислородных циклах и

биоте. Эмпирическая классификация секвенсов с помощью маркировки порядка степени, основанной на их продолжительности, была изобретена Вейлом и его коллегами [Vail et al., 1977] (таблица 3.1.).

Картер и др. [Carter et al, 1991] указывают, что хотя иерархия секвенсов и основана на стратиграфических записях, их определенность и точность в терминах продолжительности или рекуррентности интервалов лишь приблизительная. Есть определенная дополнительная трудность для участков, где толщина секвенсов шестого или пятого порядков может быть значительно больше «типичного» третьего порядка. Во многих случаях секвенсы всех порядков соответствуют принципу «матрешки», где неизменно секвенс любого порядка рассматривается как образовавшаяся из секвенса следующего, более высокого порядка. Однако, в общем, непрерывный стратиграфический континуум имеет довольно произвольное деление на секвенсы.

**Таблица 2.1.**

<b>Тип цикла по [A.D.Miall, 1997]</b>	<b>Продолжительность, млн. лет</b>	<b>Порядок циклов</b>
<b>А.</b> Глобальный суперконтинентальный цикл	<b>200-500</b>	Цикл 1 порядка [Vail et al., 1977]
<b>В.</b> Циклы, обусловленные мантийными термальными процессами и плитной кинематикой: - Эвстатические циклы - Региональные циклы	<b>10-100</b>	Цикл 2 порядка [Vail et al., 1977] или суперцикл [Vail et al., 1977], или секвенс [Sloss, 1963]
<b>С.</b> Циклы от региональных до локальных, вызванные региональной плитной кинематикой	<b>0.01-10</b>	Циклы 3-5 порядка [Vail et al., 1977]. Циклы 3 порядка также называются мегациклами

Тип цикла по [A.D.Miall, 1997]	Продолжительность, млн. лет	Порядок циклов
		(мегациклотемы) [Heckel 1986], мезотемами [Ramsbottom, 1979]
<b>D.</b> Глобальные циклы орбитального происхождения	<b>0.01-2</b>	Циклы 4 и 5 порядков [Vail et al., 1977], также они называются мажорными и минорными циклами, циклами Миланковича, циклотемами [Wanless and Weller, 1932].

Циклостратиграфия, в основном, рассматривает короткопериодные (высокочастотные) седиментационные циклы (циклы Миланковича) и стала в настоящее время областью большого научного интереса в связи с климатическими изменениями и содержащимися в ней возможностями по дополнению и уточнению хроностратиграфии и стратиграфической корреляции. В частности, в четвертичных и неогеновых отложениях циклостратиграфия базируется на астрономической временной шкале и кислородной изотопии пелагических и гемипелагических осадков.

Основные цели циклостратиграфии связаны с изучением гляциальной эволюции, биогенной продуктивности и распределения терригенного материала в морях и океанах [Shackleton, et al. 1990; Tiedemann et al., 1994; Berger et al., 1994]. Циклостратиграфия также является инструментом для изучения и более древних осадков [House and Gale 1995], хотя и сопряжена с трудностями биостратиграфического или хроностратиграфического датирования.

Циклостратиграфия тесно связана с событийной стратиграфией, исследующей седиментологические события [Einsele, 1998]. События осадконакопления, например, обломочные потоки и турбидитные потоки, являются относительно мгновенными, в то время как события эрозии, перерыва могут охватывать большие интервалы времени. Циклостратиграфия и событийная стратиграфия являются мощными инструментами для изучения секвенсов.

Климатические изменения индуцируются вариациями орбитальных параметров Земли (теория Миланковича). К этим параметрам относятся эксцентриситет  $E$  (форма земной орбиты), наклон земной оси  $O$  (отклонение оси вращения от вертикальной оси на орбитальной плоскости) и прецессия  $P$ , выражающая основное отношение между наклоном и эксцентриситетом. Эти параметры имеют следующие периоды (рис.2.8):  $E \sim 100$  тыс. лет и 400 тыс. лет (более точно  $E_1 \sim 106$ , и  $E_2 \sim 410$  тыс. лет);  $O \sim 41$  тыс. лет, и  $P \sim 21$  (19-23) тыс. лет. Орбитальные сигналы накладываются друг на друга (рис.2.9), в результате чего интенсивности отдельных сигналов изменяются со временем и широтой района исследований.

Орбитальные сигналы продуцируют вариации в инсоляции, а значит и сезонные изменения. Каждый из указанных орбитальных компонентов способен вызвать значительные климатические изменения. Например, если ось вращения близка к нормальной к эклиптике, то больше энергии выпадает на экватор и меньше – на полюса, таким образом, повышается широтный температурный градиент и климат становится резко изменчивым. Вариации в прецессии изменяют структуру сезонного цикла из-за изменения точки перигелия вдоль орбиты. Изменения расстояний Солнце-Земля в каждый сезон, таким образом, влияют на сезонное количество солнечной энергии. Одним из достижений Миланковича явились количественные расчеты по характеру изменчивости солнечной энергии, обусловленной орбитальными силами.

Боэр и Смит [Boer and Smith, 1994] обобщили орбитальные эффекты на климат следующим образом. На низких широтах, близких к экватору, влияние циклов прецессии  $P$ , модулированных изменчивостью эксцентриситета  $E$  земной орбиты, доминирует и вызывает широтные сдвиги теплового экватора. С другой стороны,

это вызывает значительные сдвиги границ между соседними климатическими зонами. На средних широтах (20-40° ш.) орбитальные вариации влияют на относительную продолжительность сезонов, на контраст между летом и зимой, и, следовательно, на интенсивность муссонов. По направлению к более высоким широтам (>40 °ш.) эффект изменения  $O$  становится более значительным.

Успех современных стратиграфических работ заключается в получении кривых температурных изменений и других характеристик. Для этой цели спектральный анализ временных рядов используется на различных параметрах, как, например, содержание изотопа кислорода или мощность цикла (например, [Imbrie, 1985]). Этот подход привел к развитию специального типа количественного анализа, обозначенного как собственно *циклостратиграфия* [House, 1985].

Демонстрация иерархии периодичностей может быть полезным индикатором орбитального контроля. Например, там, где выявлены два порядка циклов с отношением рекуррентности 5:1 сочетания прецессии (20 тыс. лет) и эксцентриситета (100 тыс. лет), можно предположительно говорить о влиянии процессов Миланковича (например, [Fisher, 1986]). Однако численная модель карбонатных циклов Драммонда и Уилкинсона [Drummond and Wilkinson, 1993] показала неоднозначность толкования подобных соотношений.

Во время длительной истории Земли, периоды орбитальных параметров изменялись, особенно, наклон оси. Более подробная сводка по этим вопросам содержится в [Berger and Loutre, 1994; House and Gale, 1995].

Когда на Земле был теплый климат, запасы воды аккумулировались только в незначительных количествах на полюсах и в высокогорье, или в континентальных озерах и подземных водах. Однако, наличие циклических осадков в мезозое, например, указывает на влияние астрономических параметров, также действовавших несколько сотен миллионов лет назад.

Многочисленные примеры этой цикличности были описаны [House and Gale, 1995]. Амплитуда этих высокочастотных изменений уровня моря была мала (несколько метров и может быть 20 м).

Возникновение циклов может быть обусловлено медленными постепенными вариациями в первоначальном составе осадков и скоростях седиментации. Высокочастотные седиментационные циклы, включая циклы Миланковича, выявляются в обломочных, известковых и смешанных обстановках.

На рис.2.10 показана цикличность верхнего палеозоя. Верхнепалеозойские циклотемы являются продуктом высокочастотных эвстатических колебаний уровня моря, индуцированных повторяющимися оледенениями с периодичностью 10000-100000 лет. Это идея была выдвинута давно [Wanless and Shepard, 1936; Wanless, 1950, 1972], затем была переработана в [Crowell, 1978; Heckel, 1986; Veevers and Powell, 1987].

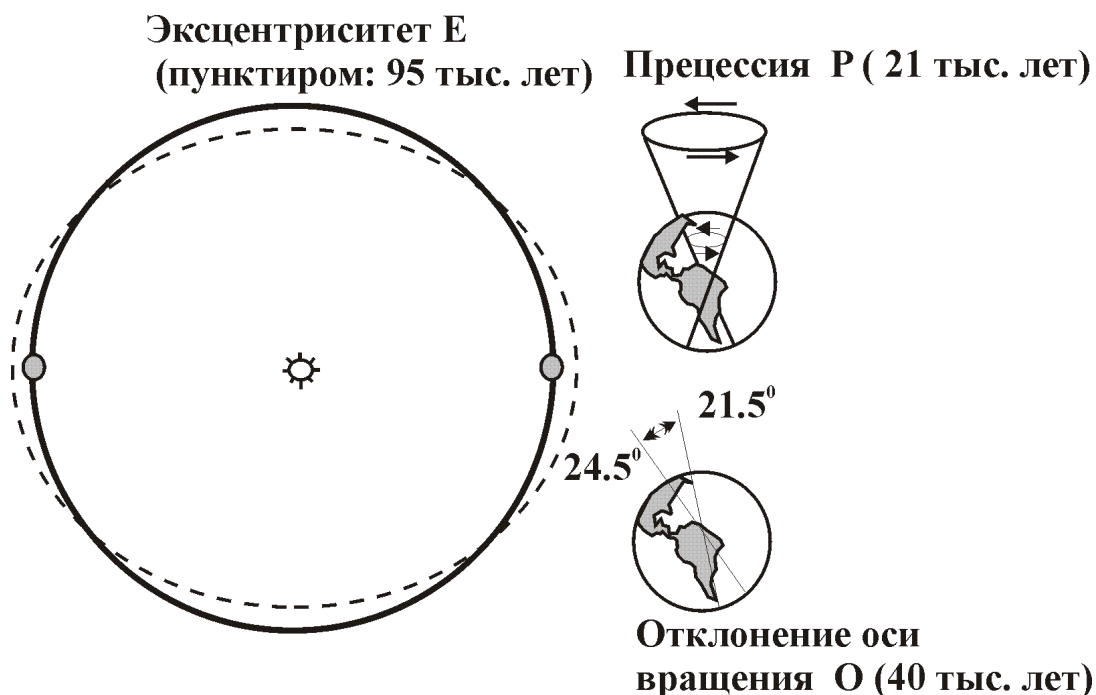


Рис.2.8. Изменения орбитального поведения Земли, показывающие причины цикличности Миланковича [Plint et al. 1992].

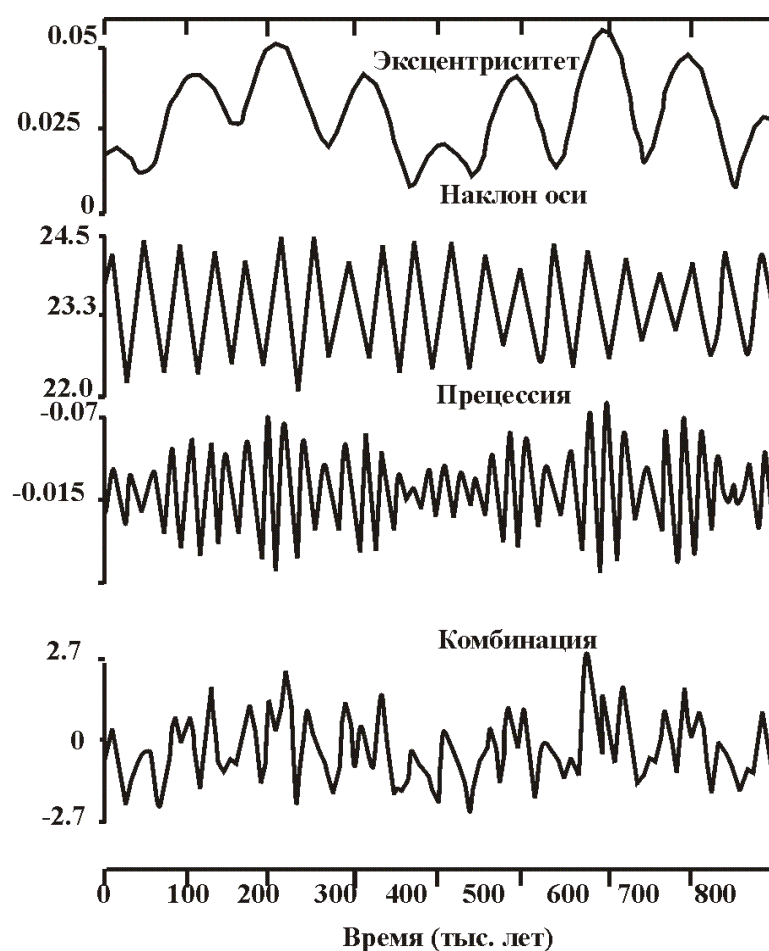


Рис.2.9. Три основных орбитальных параметра и их совместный эффект. [Imbrie, 1985]

Нижняя трансгрессивная фаза каждой из циклотем соответствует таянию континентальных ледников (рис.3.1.5), а верхняя регрессивная фаза с быстрой дельтовой проградацией, показанная в виде точечной заливки, соответствует оледенению. Вариации мощностей и состава секвенсов вызваны локальными тектоническими явлениями (эпейрогеническими движениями, сбросовыми сдвигами и т.д.) и близостью к источникам сноса. Гекель [Heckel, 1986] на базе детального изучения обнажений и кернового материала США выявил крупные (мажорные) и менее крупные (минорные) циклы и оценил, что мажорные циклы продолжались 235-400 тыс. лет, а минорные – 40-120 тыс. лет. В работе [Boardman and Heckel, 1989] указывается на преимущественно гляциоэвстатическое происхождение этих циклов.



Глобальные регрессии на протяжении времени от девона до перми (события 1-5, рис.3.7) сопоставляются с оледенениями в Гондване. Виверс и Пауэлл [Veevers and Powell, 1987] предположили, что в это время региональные тектонические движения привели к поднятию окраинных областей Гондваны так, что похолодание в высокогорной области дополнило климатический эффект высокоширотной позиции суперконтинента. Закрытие Палеотетиса в результате коллизии Гондваны с Лаврентией и аплифт западной части Южной Америки и восточной Австралии имели особенно большое значение [Eyles, 1993, p.129].

В работе [Caputo and Crowell, 1985] для Гондваны сопоставлено распределение ледниковых отложений с полюсами, установленными палеомагнитными методами. Оледенения происходили тогда, когда Южный полюс лежал в континентальной области. Между средним силуром и средним девоном суперконтинент отходил от полюса. Он уже находился в океанской области Панталассы. И в этот период глобальное оледенение не происходило. Аналогичным образом, континент «терял» полюс в триасе, и оледенение было завершено. Оно не происходило в Южном полушарии до среднечетвертичного периода, когда образовалась антарктическая ледяная шапка. Характер изменчивости чувствительности Земли к орбитальным цикличностям в кайнозое сходен с характером цикличности, выявленной Геккелем [Heckel, 1986]. Кроули и Баум [Crowly and Baum, 1991] оценили магнитуду изменений уровня моря, произошедших, как полагают, во время оледенения Гондваны. Они разработали три сценария оледенения от минимума до максимума, основанные на анализе бассейна гляциотложений и тектоническом анализе. Расчеты объемов льда из отношений, разработанных для кайнозойского оледенения, и приведение их к объемам воды указали на возможные общие гляциоэвстатические колебания между 45-75 м (минимальный ледовой покров) и 150-190 м (максимальный ледовой покров), изменяющие изостатику.

Клейн [Klein, 1992] показал также, что долговременные климатические изменения и тектоника оказывали влияние на общие изменения уровня моря, обусловившие развитие верхнепалеозойских циклотем.

Сесиль [Cecil, 1990] исследовал цикличность отложений верхнего палеозоя, основываясь на данных по угленосности. Установлены и долговременные, и кратковременные вариации климата. Долговременные изменения происходят в периоды в десятки миллионов лет, и сопоставляются с дрейфом континентов через климатические пояса. Девонские и нижнекаменноугольные циклотемы преимущественно сложены мощными кластическими осадками, откладывавшимися в условиях влажного климата. На долговременной тренд накладываются кратковременные климатические циклы, сопровождавшие гляциально-интергляциальные флуктуации.

Ван Вин и Симонсен [Van Veen and Simonsen, 1991] попытались выделить долговременную компоненту (периодичность в миллион лет) из кривой Гекеля и использовать ее для корреляции с разрезами в России. Бордман и Гекель [Boardman and Heckel, 1991] в своих комментариях по поводу этой работы указали на неполноту данных и выразили скептицизм по поводу того, как были сделаны эти корреляции, в которых отсутствовал биостратиграфический контроль.

Однако следует заметить, что в последнее время исследования эволюции осадочных комплексов в Урало-Поволжье в позднем палеозое хотя и косвенно, но все же указывают на пять или шесть трансгрессивно-регрессивных циклов формирования осадочной толщи верхнего палеозоя в условиях древних пассивных континентальных окраин.

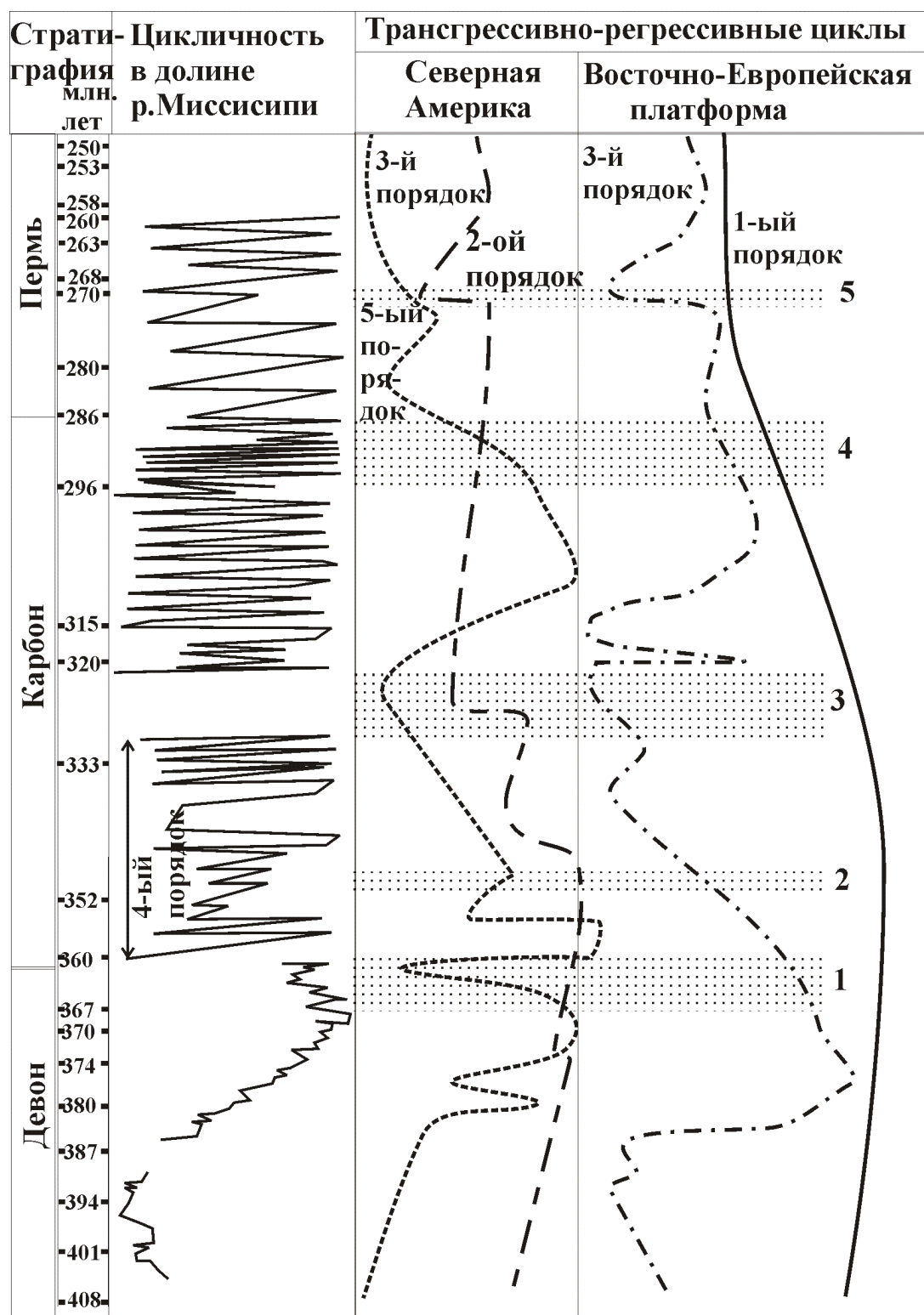


Рис.2.10. Цикличность верхнего палеозоя. Точечная заливка соответствует глобальным регрессивным фазам [Veevers and Powell, 1987].

### **Раздел III. Взаимосвязь секвенс-стратиграфического и циклического анализа.**

Изучение цикличности осадочных толщ тесно связано с секвентной стратиграфией.

Идеи, заложенные в основу секвентной стратиграфии, не новы. Геологи и стратиграфы, изучающие геологические разрезы, всегда наблюдают фациальные изменения в разрезах как по вертикали, так и по латерали. Во многих разрезах исследователи наблюдали и описывали наличие несогласий (например, Д.Хаттон (1726-1797)), цикличности, признаков тех или иных седиментационных и других (тектонических, климатических, эвстатических и пр.) процессов (Чарльз Лайель, «Принципы геологии, 1833).

В основе секвенс-стратиграфии лежат две идеи: фациальная изменчивость отложений внутри бассейна, зависящая в основном от глубины бассейна и удаления от берега, а также – эвстатические колебания уровня моря. Обе эти идеи были выдвинуты в XIX веке: первая – Н.А.Головкинским (1868) и И.Вальтером (1894), вторая Зюссом (1885-1890). Хотя, собственно элементы секвенс-стратиграфии (определение и архитектура секвенсов (или секвенций)) были сформированы в работах Рича [Rich, 1951], Слосса [Sloss, 1963], Уилера [Wheeler, 1958], Фрейзера [Fraizier, 1974], Вейла [Vail et al., 1977] и многих других [Ross, 1991], некоторые прообразы (черты) этих категорий можно увидеть в более ранних работах, обзор которых можно найти в [Dott, 1992].

#### **Глава 1. Модель седиментационного цикла Головкинского**

В классической работе Головкинского Н.А. «О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. – СПб, 1868, 143 с.» содержатся не только первоначальная формулировка основного фациального закона, но также и некоторые из основных понятий секвенс-стратиграфии, включая проэлементы геометрии секвенсов.

Тезис Головкинского о том, что мелководные обстановки сменяются глубоководными, и снова мелководными, явился принципиально верным и фундаментальным. Этим тезисом

утверждается **цикличность** осадкообразования. Далее на базе данного тезиса Головкинский строит первую в истории геологии **модель осадконакопления в прибрежно-морской обстановке** (здесь и далее в тексте Головкинского жирный шрифт от авторов статьи, а курсив содержался в оригинальном тексте Головкинского). Головкинский строит эту модель следующим образом (Головкинский, 1868):

«Пусть А (фиг.20 - рис.3.1-I) представляет массу пород, составляющих сушу и постепенно уходящих под **уровень моря**  $oo'$ . В прибрежной части  $so'$  отлагается материал, доставленный сушей, конгломераты, песчаники, глины; в открытом море  $ab$  образуется насчет раковин моллюсков известняк; область  $bc$  есть место отложения мергеля, как промежуточной породы, происходящей чрез смешение известняка с прибрежными наносами.

Если дно бассейна (и суша) опускается, то через определенный период времени при уровне  $o^1o^1'$  (фиг.21 – рис.3.1-II) должны наблюдаться новые массы известняка, мергеля и песчаника, расположенные вполне аналогично предыдущим, как показано на фиг.21 (рис.3.1-II), но мергель, соответствующий  $bc$ , расположится над песчаником  $so'$ , а часть известняка, соответствующая  $ab$ , над частью мергеля  $bc$  и частью песчаника  $so'$ . Так как по условию, изменение **уровня** совершалось не вдруг, а постепенно, то породы не представят уступов, как изображено на фиг.21 (рис.3.1-II), а вытянутся непрерывными слоями, как показывает фиг.22 (рис.3.1-III), где видны дальнейшие стадии того же процесса. Положим, что **опускание дна и выполнение бассейна** совершаются равномерно и что выполнение равняется двум третям опускания, как это принято в предыдущих чертежах, в таком случае, глубина левой части бассейна постепенно увеличивается и при положении уровня  $o^3o^3'$  она в четыре раза больше, чем при уровне  $oo'$ . Если затем опускание будет уменьшаться, а выполнение бассейна не изменится, так что размер его будет наконец превосходить размер опускания, тогда в течение такого же периода времени, какой разделяет положения уровня при  $o^3$  и  $o^2$ ,  $o^2$  и  $o^1$ ,  $o^1$  и  $o$ , уровень изменится только на  $o^3o^4$  (фиг.23 – рис.3.1-IV), между тем **масса береговых пород**, поступающих в бассейн, остается неизменною, следовательно, не имея возможности

отлагаться такую же значительной толщей, как прежде, и постепенно выполняя прибрежное мелководье, она вытянется внутрь бассейна до е (фиг.23 – рис.3.1-IV) и накроет известняк... При этом **береговая линия** поднимется, положим, до h. При дальнейшем, еще более медленном изменении уровня до o<sup>5</sup>, мергель, а за ним песчаник еще дальше зададутся внутрь бассейна, до f. Вследствие непрерывности процесса, наложение должно принять вид, представленный на фиг.24 (рис.3.1-V)...»(с.122-123).

«Принятые выше размеры опускания и отношение их к размерам выполнения бассейна имеют влияние только на второстепенные черты формы геологической **чечевицы** (от которой мы рассматриваем только половину), как можно назвать такое наложение, на мощность слоев, крутизну их изгибов и т.п., тогда как сущность дела остается неизменно та же самая. Если опускание не уменьшается, а остается равномерным или увеличивается, то получается только нижняя часть чечевицы, с относительным падением слоев от берега; если, наконец, сначала происходило поднятие, потом опускание, то является фигура, которую мы получим, поставив нижнюю часть на место верхней, а верхнюю на место нижней» (с.124).

«Полного внимания заслуживают вытекающие отсюда следствия. Положим, мы наблюдаем формацию, состоящую из налегающих друг на друга пластов песчаника, мергеля и известняка, имеющую вид, представленный на фиг.25 (рис.3.1-VI). По общепринятому правилу, пласты эти считаются осажденными один после другого в последовательные эпохи; между тем, если это напластование есть только нижняя, уцелевшая от размывания часть геологической чечевицы, то такое воззрение справедливо только для ограниченной местности; на фиг.24 (рис.3.1-V) видно, что линии, проходящие через одновременно отлагавшиеся части формации, иначе говоря, показывающие положение дна, косвенно пересекают все три пласта и, постепенно следя некоторый слой, например, песчаник слева направо, мы с каждым шагом переходим в более и более новые образования. Это дает право поставить тезис, по-видимому, парадоксальный: *общепринятое убеждение в последовательности образования последовательно друг на друга*

*налегающих слоев – неверно.* При первом столкновении с этим выводом и рассматривании напластования различных формаций в действительности невольно возникает возражение, по-видимому, очень серьезного свойства; оно состоит в следующем: если смежные пласты песчаника, мергеля и известняка сложились из постепенно надвигавшихся друг на друга осадков, как описано при чертежах 20 (рис.3.1-I), 21 (рис.3.1-II) и 22 (рис. 3.1-III), то не должны ли наблюдаться постепенные переходы одного пласта в другой, так как области отложения песка, мергеля и известняка, конечно, не разграничивались резко?» (с.125).

Головкинский указывает на значительную упрощенность предлагаемой им модели:

«Но не должно забывать, что правильность и простота очертания слоев, какую представляют фиг.22 (рис.3.1-III) и 24 (рис.3.14-V), мыслима только при идеально простом течении процесса; для этого требуется именно, чтоб береговые осадки всегда уносились на одинаковое расстояние от берега, чтобы с каждым днем край песчаного отложения с (фиг.20 – рис.3.1-I) на столько же подавался вправо, на сколько подается сюда, вследствие опускания, береговой пункт морского уровня о'. Такая правильность немыслима: под влиянием дождливых и сухих времен года, в течении которых реки, то многоводные и быстрые, то обмелевшие и тихие, приносят большее или меньшее количество суспензированного и перекатывающегося по дну материала, распределяя его на более или менее значительные области, под влиянием бурь и временных течений, береговые отложения постоянно изменяют площадь своего распространения, то вытягиваясь в открытое море, в область Известняка, то отступая к берегу. Это обуславливает неравномерную зубчатость слоев; зубцы эти чрезвычайно острые и вытянутые, являются в виде тонких прослоек, перемежающихся с породой смежного слоя...» (с.126).

Головкинский рассматривает возникшие в связи с этим вопросы корреляции осадочных формаций: «...должно внимательно различать понятия о **хронологическом, стратиграфическом, петрографическом и палеонтологическом горизонтах.** Вообще геологическим горизонтом мы называем направление, соединяющее

такие части формации, которые аналогичны в одном из названных отношений. Так, на фиг. 22 (рис.4-III) слой песчаника или мергеля представляет, на всем его протяжении, один петрографический или стратиграфический горизонт; однако последний не однозначен с первым: при выклинивании слоя, стратиграфический горизонт его продолжается дальше, тогда как петрографического, тут, понятно, нет; ... **есть палеонтологический горизонт, который, как сейчас будет объяснено, может не только не совпадать, но и не быть параллельным с петрографическим горизонтом...**

Все сказанное выше о петрографическом горизонте, по отношению его к хронологическому, применяется во всей силе и к горизонту палеонтологическому. Сколько бы ни различали фаун, которых чечевицеобразное распределение в формации обусловлено различной глубиной, все они существовали одновременно; это ничто иное, как различные **фации** (*facies*) данного геологического периода, зависевшие от глубины и постепенно перемещавшиеся вследствие колебаний морского дна. Из чертежа фиг. 24 (рис.3.1-V) мы видим общее направление пути, по которому они следовали. Что же касается до частного и точного его определения, то для этого требуется взять в расчет еще другие обстоятельства. Из работ Форбса и других... мы знаем, что на распределение морских организмов имеют влияние, кроме глубины, многие другие условия, из которых я возьму здесь в расчет только минеральную натуру дна. Обе фации, как глубокого моря, так и мелководья, дробятся, в свою очередь, на фации – песчаную, илистую, скалистую и т.д., из которых каждая отличается присутствием особенных, только ей свойственных форм...

... Для наблюдения *над постепенным изменением форм во времени мы должны знать ... путь, совершенный фаунами.* » (с. 127-129)

«...Указание на отсутствие переходных форм в направлении вертикальном ничего не доказывает, кроме недостаточного внимания к известным ныне фактам относительно распределения современных морских организмов и его строгой зависимости от сложной комбинации внешних условий. ... Если существовали переходные формы во времени, то их должно преследовать в геологических



формациях по направлению палеонтологических горизонтов... горизонтально, а не перпендикулярно к ним, как это обыкновенно делается». (с.131).

«Если сопоставить, что под геологической параллельностью мы подразумеваем одновременность, а параллелизуем, не обращая внимания на фации, то само собою понятно, что должно из этого выйти.

Как и следует ожидать, вертикальная последовательность форм в одной стране оказывается иногда противоположной их последовательности в другой, что ставит исследователя в крайнее затруднение; но распространенное убеждение в правильности подробной хронологической параллелизации так сильно, что он считает своей прямой обязанностью отнести обследованные слои по времени образования, к тем или другим слоям прежде обследованных бассейнов; для этого существует простое средство – обратить преимущественное внимание на те формы, которые являются в желаемой последовательности и считать не важной, местной особенностью противоречащее распределение других. Нередко встречается и замечательное совпадение в распределении окаменелостей, на которое особенно опираются некоторые геологи, как на поразительное доказательство одновременности слоев...» (с.133).

«...Эпохи отложений отдельных ярусов далеко не совпадали, хотя разновременность их не выходила из пределов одного геологического периода, в течение которого фауна ... оставалась неизменной; самые ж ярусы, суть ничто другое как фации. В одинаковой последовательности их также мало удивительного, как в неизменной последовательности времен года; как переход от зимы к лету каждый год совершается через весну, так и переход от берегового, песчаного отложения к чисто морскому известняку совершается, несмотря на различие времени и места, через глину и мергель, а вместе с тем, через фауну глубокого моря» (с.134).

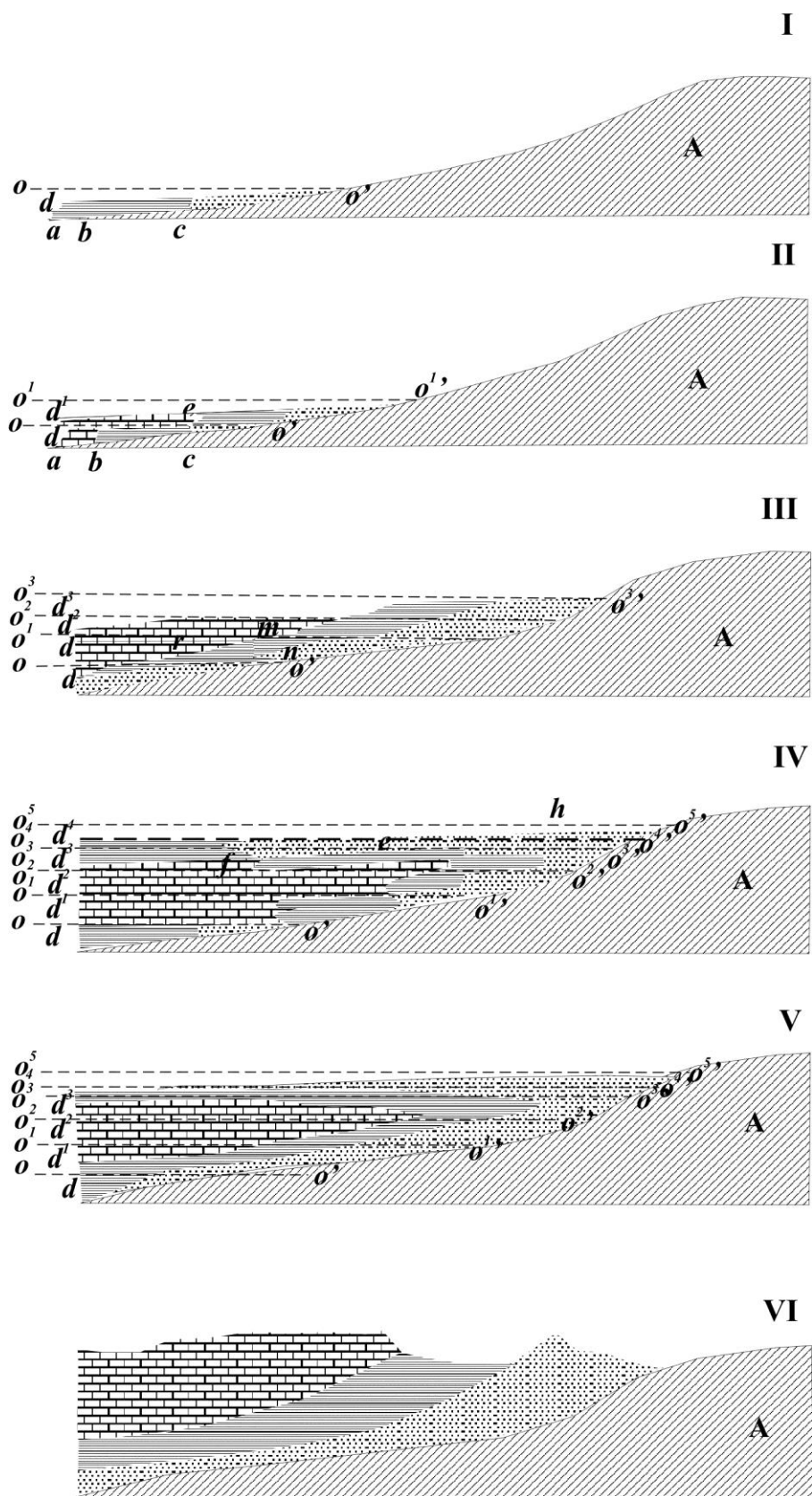


Рис.3.1. Седиментационная модель Н.А.Головкинского

«Многие из геологических книг представляют дело в таком свете, что читающему наука кажется почти законченной, принципы выработанными и если что осталось сделать, так это только вставить в готовую рамку несколько новых фактов, общий характер которых, впрочем, известен заранее. К сожалению, это – иллюзия, непохожая на действительность.

Послойно параллелизуя формации одной страны с формациями другой, мы обыкновенно не объясняем оснований, на которых держится наш метод, как будто он прост и непогрешителен, как аксиома. А, всмотревшись ближе, и возникает подозрение, что это не аксиома, а остаток полупоэтических, полуневежественных старых воззрений, по которым наружная часть земного шара состояла из непрерывных, концентрических всюду одинаковых слоев. Измененные и дополненные, но удержавшие тот же существенный характер, эти воззрения вышли впоследствии новым изданием с именем д'Орбины и привлекая своей отчетливостью и категорической ясностью, нашли столько поверженцев. Но с каждым новым исследованием открывались новые факты, обнаруживавшие неправильность об одновременном существовании и одновременном исчезновении повсеместных фаун. Понятие о медленном изменении органического населения и о фациях постепенно вырабатывалось и теперь едва ли какой-нибудь геолог, даже из самых горячих параллелизаторов, будет отвергать, для различных местностей, разновременное существование одинаковых форм и одновременно различных. Несмотря на то, где этому противоречит очевидность, прежний принцип, по привычке и инерции, является во всей силе» (с.135-136).

Приведенные выдержки из работы Н.А.Головкинского наиболее ярко демонстрируют понимание им основного фациального закона, а также процесса наполнения бассейна осадками и архитектуру (геометрию) слоев формирующуюся при этом. К сожалению, мы не можем привести здесь большее число фрагментов этой замечательной работы и отсылаем читателей к оригиналу.

Приведенные фрагменты из работы Головкинского поражают глубиной научного предвидения и широтой охвата аспектов анализа динамики развития осадочного бассейна.

К выдающимся достижениям этого анализа относятся:

### 1. Развитие терминологии:

Головкинский впервые ввел в русскоязычную научную литературу термин *фации* после изобретения этого термина швейцарским геологом А.Грессли в 1838 г. Этот термин был использован Головкинским после знакомства с капитальным трехтомным трудом Грессли в заграничной командировке еще раньше в работе «О послетретичных образованиях по Волге и в ее среднем течении» [Головкинский, 1865г., с.4]: «Как ни проста мысль, что в одно и то же время, в различных местах могли совершаться различные геологические процессы, но понятие о *facies*, это первоклассное геологическое понятие, вырабатывалось чрезвычайно медленно, и мы до сих пор в современной научной литературе весьма часто можем заметить недостаточное к нему внимание». В докторской диссертации этот термин впервые применен уже в русифицированной версии (см. выше).

При моделировании слоеобразования Головкинский оперирует такими понятиями как *уровень моря, береговая линия, масса береговых пород (осадочный материал – в современной литературе), колебания морского дна*. Эти понятия в развитом виде являются базовыми понятиями новейшей секвентной стратиграфии и циклостратиграфии.

Головкинский вводит понятия *хронологического, стратиграфического, петрографического, палеонтологического горизонтов* и рассматривает соотношения между ними, предвосхищая понятия изохрон, пересекающих, как он и указывал, стратиграфические, петрографические и палеонтологические границы.

### 2. Заложение принципов фациального анализа.

Головкинский развил фациальный метод Грессли и показал разновозрастность отложений по мере изменения уровня моря и движения береговой линии, он указал на латеральное движение фаций, именуемое сегодня проградацией и на циклическую смену

фаций, которое позднее в 1894 г. было описано также с добавлением вертикального ряда Иоханнесом Вальтером в его знаменитом труде «Введение в геологию» (Walther, 1894) и сформулировано на с.979: “... dass primar sich nur solche Facies und Faciesbezike geologisch uberlagern konnen, die in der Gegenwart nebeneinander zu beobachten sind”, что в переводе означает: «...первично только такие фации могут перекрывать друг друга, которые в современных условиях мы наблюдаем лежащими рядом». Вальтер также приводит схему, на которой демонстрирует цикличность осадконакопления с выделением так называемых позитивной и негативной фаз. Сформулированное Вальтером положение о фациях стало известно в мировой геологической литературе как закон Вальтера. По-видимому, Вальтер не был знаком с работой Головкинского, тем более что теоретические разработки Головкинского были глубоко запрятаны за сугубо региональным названием его труда. Вероятно, он не был знаком и с работой А.А.Иностранцева (1885), который рассмотрел смену фаций в вертикальном направлении, что лишь подчеркнуло картину, нарисованную Головкинским в его модели, ведь уже из этой модели четко видно, что вертикальная повторяемость фаций в какой-либо точке осадочного бассейна аналогична латеральной повторяемости. Таким образом, можно считать, что приоритет в установлении основного фациального закона принадлежит Головкинскому и этот закон справедливо именовать законом Головкинского-Вальтера (Сократов, 1949).

### 3. Создание седиментационной модели цикла.

Модель осадконакопления Головкинского по сути демонстрирует одну из моделей формирования цикла, где он оперирует понятием уровень моря, являющимся одним из основных понятий секвенс-стратиграфии.

Бурное развитие секвенс-стратиграфии началось с достижений сейсмостратиграфии и скважинной геофизики. Работами группы EXXON Production Research Company под руководством Вейла [Vail et al., 1977] было установлено, что относительные изменения уровня моря в истории Земли обусловили осадконакопление в зонах взаимодействия суши и моря, в мелководных и даже глубоководных морях.

На формирование секвенсов влияют три принципиальных фактора [Einsele, 2000], которые коротко можно охарактеризовать так: тектоника, эвстазия и осадочный материал. От взаимоотношения этих факторов (их направленности, скорости, амплитуды, собственной цикличности) зависит относительный уровень моря.

Основные положения секвентной стратиграфии могут быть сведены к следующим:

- Относительные колебания уровня моря или базового уровня влияют на емкость для осадконакопления и движение центров седиментации в сторону моря или суши. Это приводит к формированию проградационных и обратных рядов фаций (системных или фациальных трактов).
- Системный тракт состоит из осадков различных обстановок осадконакопления (морских и континентальных). Системные тракты могут быть подразделены на парасеквенсы с присущими им определенными закономерностями.
- Взаимодействие колебаний уровня моря, поступления осадочного материала и наращивания осадков, и (часто различного) погружения, генерирует разнообразие секвенсов, строение которых осложняется комбинацией колебаний уровня моря различной частоты и амплитуды и вариаций в поступлении осадочного материала.

В модели Головкинского можно видеть, что осадконакопление контролируется в основном относительными подъемами уровня моря и достаточным количеством осадочного материала, что ведет к формированию проградационных прибрежных песчаных тел террасовидного залегания. Миграция береговой зоны в сторону суши или моря зависит от взаимодействия колебаний уровня моря, поступления осадочного материала, изостатической нагрузки и тектонического погружения. В случае медленного погружения и дефицита осадочного материала, например, даже очень малые скорости падения эвстатического уровня могут сократить емкость для осадконакопления и таким образом привести к сдвигу береговой зоны в сторону моря. Напротив, быстрый подъем уровня моря

приводит к стремительному затоплению прибрежных пространств и перемещению береговой зоны в сторону суши.

Это упрощенное представление значительно модифицируется в зависимости от вариаций в поступлении осадочного материала. Обилие осадочного материала, например, может полностью препятствовать миграции береговой зоны при подъеме уровня моря.

Вдоль побережий, хорошо снабжаемых песчаным материалом, прибрежные пески соответствуют относительному падению уровня моря и перемещению пляжевых образований и барьерно-лагунных комплексов в сторону моря.

Обильное поступление осадочного материала, со значительной долей песчаного материала, ведет к перемещению береговой линии не только во время падения уровня моря, но также и при его стабильном состоянии (нормальная регрессия). Береговая зона сужается, а по мощности осадков увеличивается и формирует выдержанные тела, примыкающие к поверхности размыва (регрессивное запаздывание по времени), возникающей из-за деятельности морских волн. При быстром подъеме уровня (скорость эвстатических изменений выше, чем скорости поставки осадочного материала и прогибания бассейна) береговая линия быстро движется в сторону суши.

#### 4. Фундаментальная формулировка проблематики корреляционного анализа.

Головкинский четко указал на проблему корреляции (или как тогда говорили, параллелизации) отложений. Поразительны его глубокие замечания по поводу соотношений выделяемых по разным признакам геологических горизонтов.

Любая геологическая реконструкция базируется на стратиграфическом расчленении и корреляции. Стратиграфическая корреляция представляет собой демонстрацию эквивалентности стратиграфических единиц. Корреляция является фундаментальной частью стратиграфии и большая часть усилий стратиграфов состоит в создании стратиграфической основы, позволяющей осуществлять региональную и глобальную корреляцию. Без корреляции стратиграфия теряет смысл.

Несмотря на более чем 150-летнюю историю стратиграфии и корреляции, до сих пор существуют разногласия в понимании корреляции. Исторически сложились две точки зрения на корреляцию. Одна строгая точка зрения вкладывает в понимание корреляции суть демонстрации временной эквивалентности коррелируемых единиц, как образовавшихся в один и тот же период времени. Согласно этой точке зрения, установление эквивалентности двух литостратиграфических единиц на основе литологического сходства не является корреляцией. Сторонником этой строгой точки зрения в корреляции был и Головкинский. Более либеральное понимание корреляции разрешает проводить ее по разным критериям: литологическому, палеонтологическому или хронологическому. Другими словами, два объекта могут быть сопоставлены как принадлежащие к одной и той же литостратиграфической или биостратиграфической единице, даже если они имеют, возможно, разный возраст. Ясно, что в прагматическом смысле, большинству геологов удобно либеральное понимание корреляции. Геологи-нефтяники, например, используют рутинную корреляцию подповерхностных толщ на основе литологии формаций, сигнатур ГИС, или характеристик отражений в сейсмических записях. К 80-м годам XX века в геологии сложились три принципиальных вида корреляции:

- литокорреляция, связывающая единицы со сходной литологией и стратиграфическим положением;

- биокорреляция, выражающая сходство ископаемых биокомплексов и биостратиграфического положения;

- хронокорреляция, выражающая соответствие возраста и хроностратиграфического положения.

Важно подчеркнуть взаимоотношения между хронокорреляцией и литокорреляцией. Хронокорреляция возможна только при установлении эквивалентности возраста сопоставляемых единиц. Корреляция на литологической основе может совпадать с хроностратиграфической корреляцией в локальном, местном масштабе, однако при региональном трассировании многие литостратиграфические единицы пересекают хронограницы (о чем писал Головкинский, см. выше). Стратиграфические единицы,



сформировавшиеся во время крупных трансгрессий и регрессий, являются замечательными примерами таких пересечений изохрон и литологических границ.

## **Глава 2. Основные понятия секвенс-стратиграфии**

Одним из первых ученых, заложившим краеугольный камень секвентной стратиграфии был Лоуренс Слосс (L.L.Sloss (1963)). Он описал мощные секвенсы внутриплатформенных бассейнов Северной Америки, классифицируемые в настоящее время как секвенсы второго порядка с продолжительностью 10-20 Ма (миллион лет). Эти секвенсы были ограничены ярко выраженными несогласиями. Понятие «секвенса» часто используется зарубежными геологами при свободном употреблении в значении «ассоциация», «группа», «комплекс», определенная «последовательность» напластований. В строгом смысле этот термин применяется для стратиграфического комплекса, ограниченного границами несогласия (эрозии, перерыва и т.п.), подобного аллостратиграфическому комплексу, ограниченному изохронами.

Слосс рассматривал секвенсы как породно-стратиграфические комплексы регионального масштаба (сходные с формационными комплексами в понимании отечественных исследователей). Он выделил шесть секвенсов в Северной Америке. Каждый из них характеризуется резко выраженными границами несогласия. Эти секвенсы были прослежены от Кордильер на западе до Аппалачских гор на востоке. Каждый из секвенсов представлял собой трансгрессивно-регрессивный цикл.

Концепция секвенс-модели была расширена, углублена и переопределена в работах Вейла и его коллег [Mitchum, Vail и Thompson, 1977]. Согласно этой концепции секвенс – это седиментационный комплекс, ограниченный в кровле и подошве границами несогласия или соответствующими границами согласия (где нет явного перерыва). Масштабы секвенсов колеблются от нескольких десятков метров до тысячи метров. Примерами последних являются секвенсы Слосса, которые в современной классификации секвенсов обозначаются как суперсеквенсы.

Схематично строение секвенса показано на рис.4.2.

Геометрия секвенсов зависит от физических свойств материала и среды осадконакопления. Значение секвенсов состоит в том, что они соответствуют определенным этапам геологического времени, границы несогласия могут соответствовать перерывам длительностью от миллионов до сотен миллионов лет. В то же время физические поверхности, отделяющие слои друг от друга и обуславливающие эффект наслоения внутри секвенса, возникают в течение относительно короткого времени и являются, по существу, синхронными.

В секвенсах различают ряд организующих его элементов: верхнюю и нижнюю границы. Секвенс выделяется особенно хорошо, если эти границы являются границами несогласия. Эти границы формируются либо в процессе эрозии, либо при отсутствии осадконакопления. Указанные границы охарактеризованы на рис.4.3.

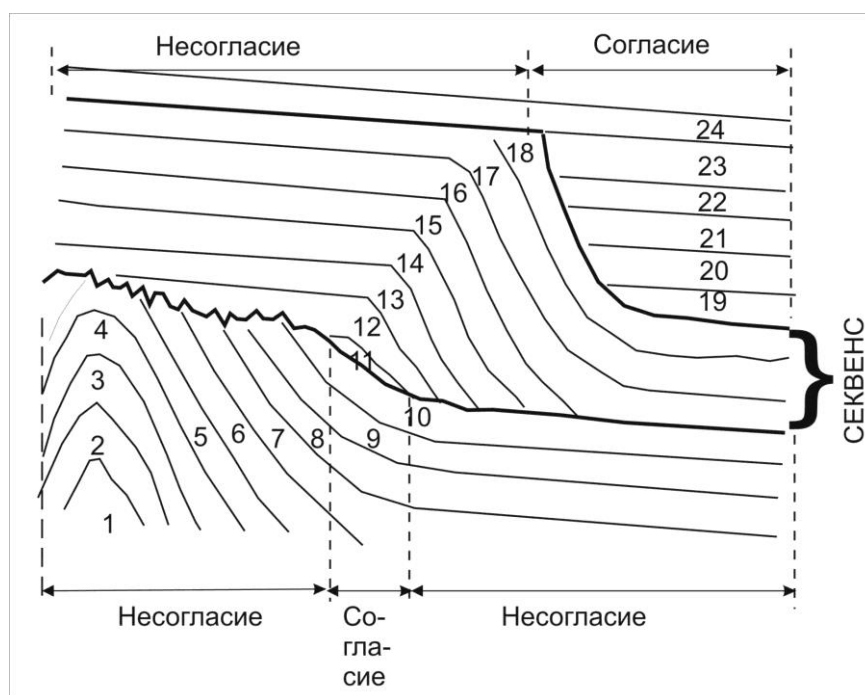


Рис.3.2.Иллюстрация концепции секвенса. Секвенс состоит из относительно согласных, генетически взаимосвязанных слоев, ограниченных снизу и сверху границами несогласия. Показана геометрия слоев с 1го по 24-й. Там, где слои пропадают, присутствуют hiatus (пропуски).(Mitchum R.M. Jr., P.R.Vail, and S.Thompson, III, 1977, Seismic stratigraphy and global change of sea levels. Part 2: The depositional sequence

as basic unit for stratigraphic analysis, in C.E.Payton (ed.), Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration: Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem. 26, fig.1, p.54).

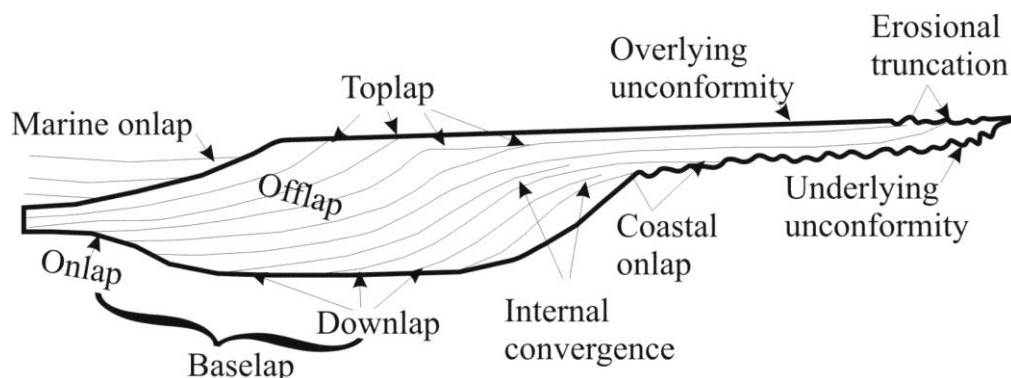


Рис.3.3. Терминология секвенса:

Marine onlap - морское боковое налегание; Toplap - кровельное прилегание; Overlying unconformity - верхняя граница несогласия; Erosional truncation - эрозионное нарушение; Onlap - боковое налегание; Downlap - подошвенное налегание; Baselap - базовое налегание; Internal convergence - внутренняя конвергенция (смещение слоев); Coastal onlap - прибрежное налегание; Underlying unconformity - нижняя граница несогласия. [Mitchum R.M.Jr., P.R.Vail, and J.B.Sangree, 1977, Seismic stratigraphy and global change of sea level. Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences, in C.E.Payton (ed.), Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration: Am.Assoc.Petroleum Geologists Mem.26, Fig.1, p.118]

Секвенс (или секвенция) разделяется на тракты низкого уровня, трансгрессии и высокого уровня моря. В них, в свою очередь, могут быть выделены более мелкие единицы в виде седиментационных подкомплексов. Седиментационные комплексы секвентной стратиграфии, созданные эвстазией, отвечают третьему-четвертому циклам колебаний уровня Мирового океана (от 1-2 до 10 млн. лет). Их подошву и кровлю определяет регрессивное подошвенное (прибрежное) налегание (Шлезингер, 1998) (рис. 4.4).

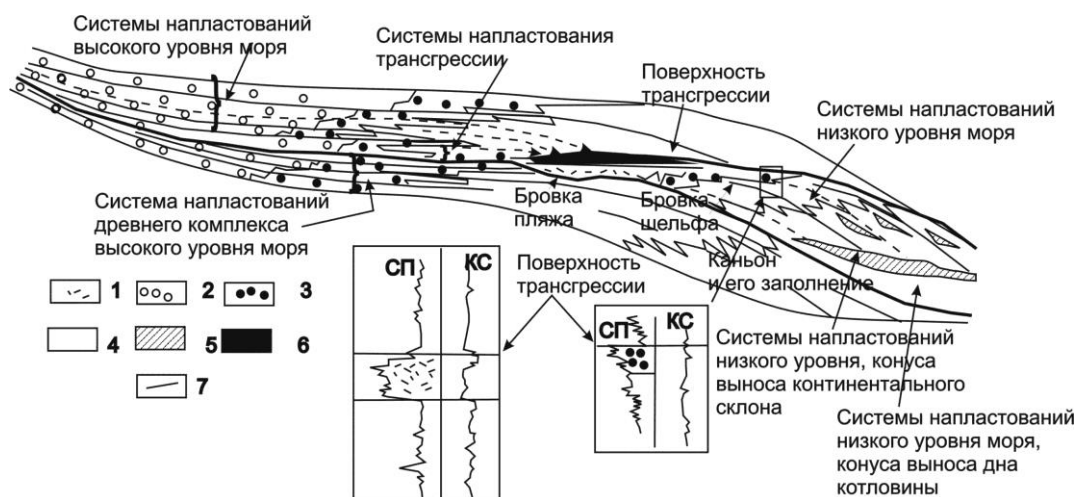


Рис.3.4. Принципиальный разрез секвенса по (Шлезингер, 1998)

1 - песчаники русел и эстуариев врезанных долин; 2 - песчаники и аргиллиты прибрежной равнины; 3 - мелководные песчаники; 4 - шельфовые склоновые слои песчаников; 5 - песчаники подводных конусов; 6 - конденсированные отложения; 7 - границы седиментационного комплекса. КС - кривая ГИС кажущегося сопротивления, СП - кривая ГИС самопроизвольной поляризации.

В зависимости от характера подошвы выделяются два типа седиментационных комплексов. Первый снизу ограничивается субазальной поверхностью несогласия. Подошву второго составляют поверхность подводного несогласия или согласная поверхность. Седиментационный комплекс первого типа составляют системы напластований низкого уровня моря, трансгрессии и высокого уровня моря. Седиментационные комплексы второго типа слагают системы напластований внешнего палеошельфа (края палеошельфа), трансгрессии и высокого уровня моря. Низкий и высокий уровни моря имеют относительные значения и не привязываются к конкретным циклам эвстатических колебаний.

Подошва седиментационного комплекса первого типа представляет собой захороненный палеорельеф. Он изменяется от десятков сантиметров до нескольких метров. Уровень палеорельефа имеет возрастные аналоги на прибрежной равнине и в котловине. Часто там

синхронные ему поверхности можно установить по корреляции подстилающих и покрывающих слоев.

Система напластований (тракт) низкого уровня моря седиментационного комплекса первого типа перекрывает поверхность подстилающего седиментационного комплекса и выклинивается у палеобереговой линии. Ее составляют конус выноса котловины, конус выноса склона, клиноформы (наступающий клин) и заполнение врезанных долин. Первый из них представляют невысокие вытянутые палеохолмы, сложенные кремнисто-обломочными отложениями, в составе которых преобладают грубые пески и карбонатные обломки. Они минуют шельф и склон и через долины и каньоны выносятся на дно котловины.

Конус выноса склона состоит из отложений турбидитов или гравитационных потоков. Его образование может происходить одновременно с таковым конуса выноса котловины или одновременно с начальной стадией формирования клиноформ. Последние сложены меняющимися от проградационных к аградационным сериями слоев. Вверх по разрезу слагающий их терригенный материал становится более тонким. Клиноформы захороняют врезанные долины палеошельфа. За его палеобровкой средние и верхние части клиноформ с подошвенным прилеганием перекрывают кровлю конусов выноса склона и котловины. При отсутствии склона и котловины система напластования низкого уровня моря представлена нижними и верхними клиноформами. Последние захороняют врезанные долины.

Система напластований внешнего палеошельфа седиментационного комплекса второго типа слагается слоями клиноформ от слабопроградационных до аградационных. Они характеризуются в основании подошвенным налеганием в сторону суши и подошвенным прилеганием в сторону моря. Система напластований палеошельфа последовательно наступает в сторону внешнего моря и захороняет склон.

Трансгрессивная система (трансгрессивный тракт) напластования занимает среднюю часть седиментационных комплексов первого и второго типов. Она характеризуется проградационными слоями. В сторону суши слои трансгрессивной

системы напластования налегают на границу седиментационного комплекса, а в сторону моря через подошвенное прилегание к поверхности подстилающих отложений тракта низкого уровня моря утоняются местами до полного выклинивания. В трансгрессивном тракте широко распространены конденсированные (депресссионные) отложения. Они слагаются тонкими гемипелагическими и пелагическими слоями, накапливающимися с очень малыми скоростями. Максимальная их мощность фиксируется в зоне подошвенного налегания. В общем мощность более молодых слоев постепенно уменьшается из-за сокращения привноса осадочного материала. Следовательно, мощность слоев трансгрессивной системы напластования уменьшается в сторону палеосклона и палеокотловины и вверх по разрезу. Врезанные палеодолины окончательно захоронены слоями трансгрессивной системы напластования.

Венчает разрез седиментационного комплекса система напластований высокого уровня моря (тракт высокого уровня). Она слагается аградационными слоями, сменяемыми проградационными, имеющими геометрию наступающих клиноформ. В сторону палеосуши в прибрежной зоне слои системы напластования высокого уровня моря через подошвенное налегание перекрывают границу седиментационного комплекса, а в сторону палеоморя они через подошвенное прилегание перекрывают поверхность подстилающей трансгрессивной системы напластований. В разрезе высокого уровня моря выделяются нижние и верхние клиноформы и субаэральные слои. Нижние клиноформы имеют сигмоидальное строение, а верхние наклонное. Субаэральные слои синхронны верхним клиноформам и образовались выше уровня моря.

Тракты секвенса связываются с определенными частями кривой уровня моря. Конус выноса палеокотловины тракта низкого уровня моря соответствует быстрому падению; конус выноса палеосклона и клиноформы позднему падению или раннему подъему; трансгрессивный тракт - стремительному подъему; тракт высокого уровня моря поздней фазе подъема, равновесию и начальной фазе падения.

Тракт низкого уровня моря характеризуется широким распространением песчаных коллекторов. Они приурочены практически ко всем типам геологических тел. Пески, слагающие палеохолмы подводного конуса выноса палеокотловины, являются прекрасными коллекторами, с которыми связаны крупные залежи углеводородов в структурных и стратиграфических ловушках. Палеовозвышенности служат преградами турбидных потоков, несущих пески, приводя к их утонению и выклиниванию.

Стратиграфические ловушки зависят от наличия покрышек в кровле и подошве. Отложения конуса выноса палеосклона, которые часто перекрывают образования конуса выноса палеокотловины, представлены турбидитными песками. Стратиграфические ловушки не прослеживаются в сторону палеосклона и положительных палеоструктур.

Выклинивающиеся по восстанию пески конуса котловины не улавливают углеводородов, так как последние мигрируют в турбидиты конуса выноса палеосклона. Коллекторы нижней части разреза конуса выноса палеосклона часто включают крупные запасы углеводородов. Верхняя часть разреза содержит тонкие прослои турбидитов, не обладающие коллекторскими свойствами. Пески палеоканалов, прорезающих поверхность конуса выноса палеосклона, являются превосходными резервуарами. Но их очень трудно выделить до бурения. Первой покрышкой для них является тыловая часть перекрывающих клиноформ. Стратиграфические ловушки связаны с тыловыми частями клиноформ. Они содержат мелководные и глубоководные пески. Превосходными коллекторами являются мелководные прибрежные пески дельт и пески врезанных долин.

Трансгрессивный тракт содержит пласты-коллекторы, приуроченные к прибрежной зоне осадконакопления. К ним приурочены продуктивные пласты многих залежей. Перекрывающие глинистые отложения системы напластования высокого уровня моря формируют прекрасные покрышки. Стратиграфические ловушки возникают в береговых аккумулятивных валах в трансгрессивно залегающих песках и в срезанных слоях, трансгрессивно перекрытых глинистыми образованиями.

Конденсированные (депресссионные) слои трансгрессивного тракта представляют собой лучшие нефтематеринские породы. В возрастном отношении с ними ассоциируются континентальные слои, с которыми связаны угли.

Секвентное стратиграфическое расчленение разреза в практических целях и в научном плане имеет свою специфику. Первое направление основывается на поисках низких палеоуровней моря в секвенсах. Основным его параметром является выделение регрессивных подошвенных (прибрежных) налеганий (Шлезингер, 1998).

Система напластований низкого уровня моря в прибрежной части бассейна фиксируется наземными эрозионными врезами, далеко продвигающимися в сторону внутренних частей бассейна. Их следует отделять от подводных эрозионных врезов (каньонов). Последние не связаны с относительными колебаниями уровня моря. Наземные эрозионные врезы затухают у палеоберега. Подводные эрозионные врезы усиливаются от палеошельфа к палеосклону и затухают в зоне сопряжения палеосклона с палеокотловиной. Отсутствие в разрезе палеосклона является надежным критерием отнесения эрозионных врезов к наземному типу. К низким палеоуровням моря приурочены подводные конуса выноса и регрессивные клиноформы (клиноциклиты) палеосклонов и палеокотловин. Они слагают проградационные серии. Регрессивные клиноформы практически не имеют шельфовых аналогов и объективно устанавливаются по выклиниванию слоев в районе палеобровки.

Для напластований высокого уровня моря характерны трансгрессивные клиноформы, которые объективно устанавливаются по наличию утоненных (до 2-3 раз) шельфовых аналогов. В целом, разрез системы напластований высокого уровня моря характеризуется существенным утонением материала и практическим отсутствием коллекторов, необходимых для формирования неантиклинальных ловушек УВ.

Классический седиментационный комплекс со всеми вышевыделенными системами напластований формируется при довольно мощном источнике обломочного материала и при



изменении уровня моря на несколько десятков метров. Седиментационные секвентные стратиграфические комплексы за счет постседиментационных процессов на временных разрезах часто представлены в усеченном виде. В них выпадают отдельные виды напластований, что существенно затрудняет секвентное стратиграфическое расчленение разреза. Поэтому практическое применение разработок секвентной стратиграфии обычно предусматривает выделение одного, двух, реже трех седиментационных комплексов суммарной мощностью в первые сотни метров. Остальная часть разреза осадочного чехла с позиций секвентной стратиграфии остается неинтерпретированной.

Секвентное стратиграфическое расчленение разреза в научных целях ставит своей задачей осветить весь разрез осадочного бассейна. Оно базируется на его цикличности с последующей привязкой к эвстатическим колебаниям уровня моря. Однако методические приемы данной операции остаются практически нераскрытыми. Хотя полное секвентное стратиграфическое расчленение осадочного чехла по отдельным регионам Земли без обоснования их выделения и вскрытия связи с глобальными или региональными колебаниями уровня моря приводятся во многих работах (обзор по ним дается в работе (Einsele, 2000)). В них намечаются секвентные стратиграфические единицы разных рангов, отвечающие эвстатическим колебаниям уровня Мирового океана до трех-четырех и более низких порядков.

Наиболее благоприятными объектами применения секвентного стратиграфического расчленения осадочного чехла являются пассивные периферии бассейнов с хорошо выраженными палеобереговыми линиями, палеошельфами и их палеобровками, палеосклонами и сопряженными частями палеокотловин. Конседиментационное тектоническое прогибание, не приводящее к относительному изменению уровня моря, их не должно было захватывать. Осадочный чехол в них образуется за счет относительных колебаний уровня моря.

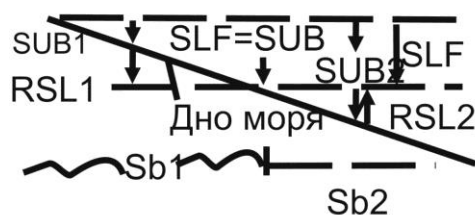
Проводится разработка возможности применения секвентного стратиграфического расчленения для континентальных отложений. Она требует специальных исследований на площадях сопряжения

морских и континентальных фаций, позволяющих провести корреляцию секвентных стратиграфических единиц; в первую очередь это касается речных отложений. Строение речных долин и заполняющих их осадочных толщ находится в прямой зависимости от положения базиса эрозии, уровня моря или озера. Положения секвентной стратиграфии вписываются в приемы стратиграфического расчленения континентальных толщ: при низком стоянии уровня или базиса эрозии активизируются денудационные процессы на сопряженных участках, источниках обломочного материала, и аккумулируются грубообломочные осадки.

### **Другие важные понятия секвенс-стратиграфии:**

**1) Изменение относительного уровня моря** (relative sea level - RSL). RSL определяется как разница между эвстатическими изменениями, эвсатзией (EU) и погружением (SUB), или апифтингом (UPL). Таким образом,  $RSL = EU + SUB$  или  $EU - UPL$ . Эти соотношения в общем случае должны корректироваться с учетом скоростей осадконакопления, поступления осадочного материала и тектонических движений. Например, может наблюдаться следующая картина: в мелководной части бассейна, примыкающей к береговой зоне, скорость погружения дна бассейна низкая, а в направлении к центру бассейна эта скорость высокая, следовательно, векторы относительных колебаний уровня моря в этих участках направлены противоположно друг другу (рис.4.5). В общем случае, следует заметить, что во многих случаях относительное падение уровня моря происходит при превышении этой скорости над скоростью погружения дна бассейна.

## Относительный уровень моря



SLF - падение уровня моря  
 SUB - погружение  
 RSL - относительный уровень моря

Рис.3.5.

### 2) Хроностратиграфические разрезы или графики (Chronostratigraphic sections or charts) (Диаграммы Уилера (Wheeler), рис.3.6, 3.7).

На хроностратиграфических разрезах стратоединицы разделены изохронами и построены с применением линейной временной шкалы. Эти разрезы или графики демонстрируют временные интервалы седиментации и отсутствия седиментации, и, следовательно, продолжительность периодов осадконакопления и стратиграфических перерывов. Эти графики не показывают мощности осадков.

**3) Модели осадконакопления.** Одномерная 1-D модель водоема (рис.3.8) рассматривает короткий интервал времени,  $\Delta t$ , в пределах половинного цикла изменения базового уровня или уровня моря. Модель демонстрирует основные взаимоотношения между изменениями уровня моря, погружением, вертикальным наращиванием осадков (агградацией) и результирующие изменения в емкости осадконакопления и глубин бассейна. Подъем уровня моря в пределах определенного интервала времени,  $\Delta t$ , в общем, ведет к увеличению АСС (рис.3.8а, уравнение 1), но необязательно к увеличению глубины бассейна. Это также контролируется скоростью аккумуляции осадков (уравнение 3). Падение уровня моря сокращает АСС только тогда, когда скорость падения уровня моря больше, чем скорость погружения дна бассейна (рис.3.8b, уравнение 2). Если поставка осадочного материала или потенциал такой поставки превышает свободную емкость осадконакопления, избыточный

осадочный материал начинает локализоваться в более глубоководных участках.

Взаимоотношения между изменениями эвстазии и погружением, то есть потенциал осадконакопления (эрозии) изменяется со временем, в течение циклов изменения уровня моря или базового уровня BL. Такое поведение обсуждается в следующих моделях, в которых время является одним из факторов, контролирующих комплексы осадков.

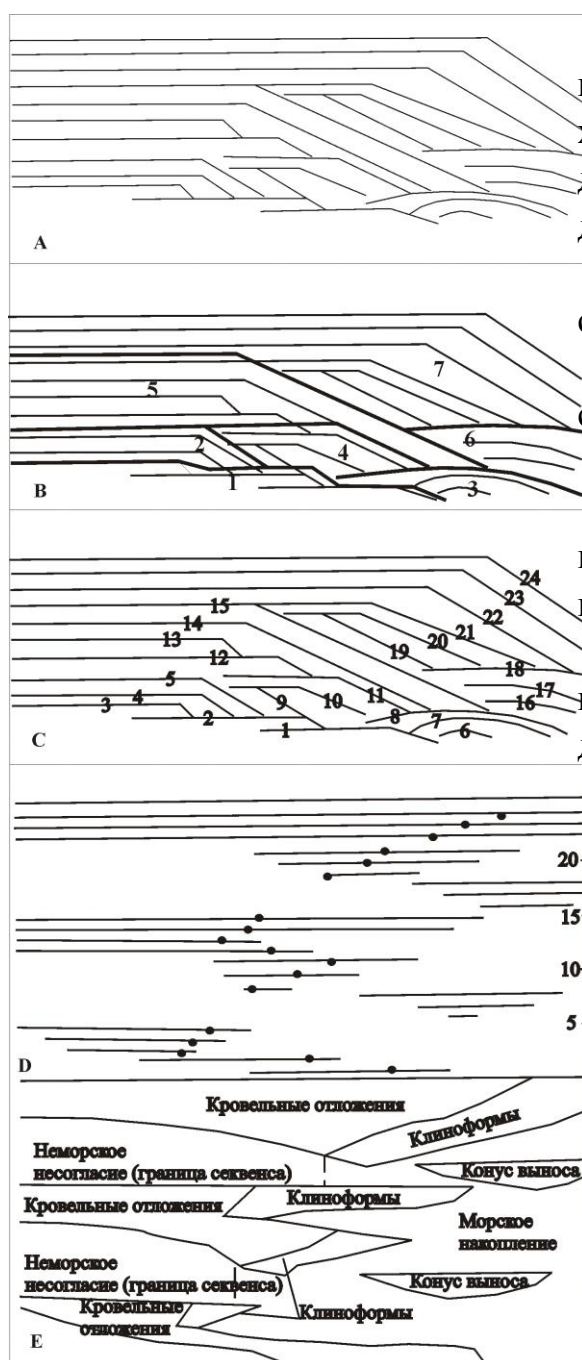


Рис. 3.6. Процесс конструирования хроностратиграфической диаграммы по сейсмическим данным:

А – схематический сейсмический рисунок;

В – нахождение стратиграфических соотношений;

С – нумерация отражений;

Д – перенос отражений на временную шкалу в порядке нумерации;

Е – хроностратиграфическая интерпретация сейсмических данных.

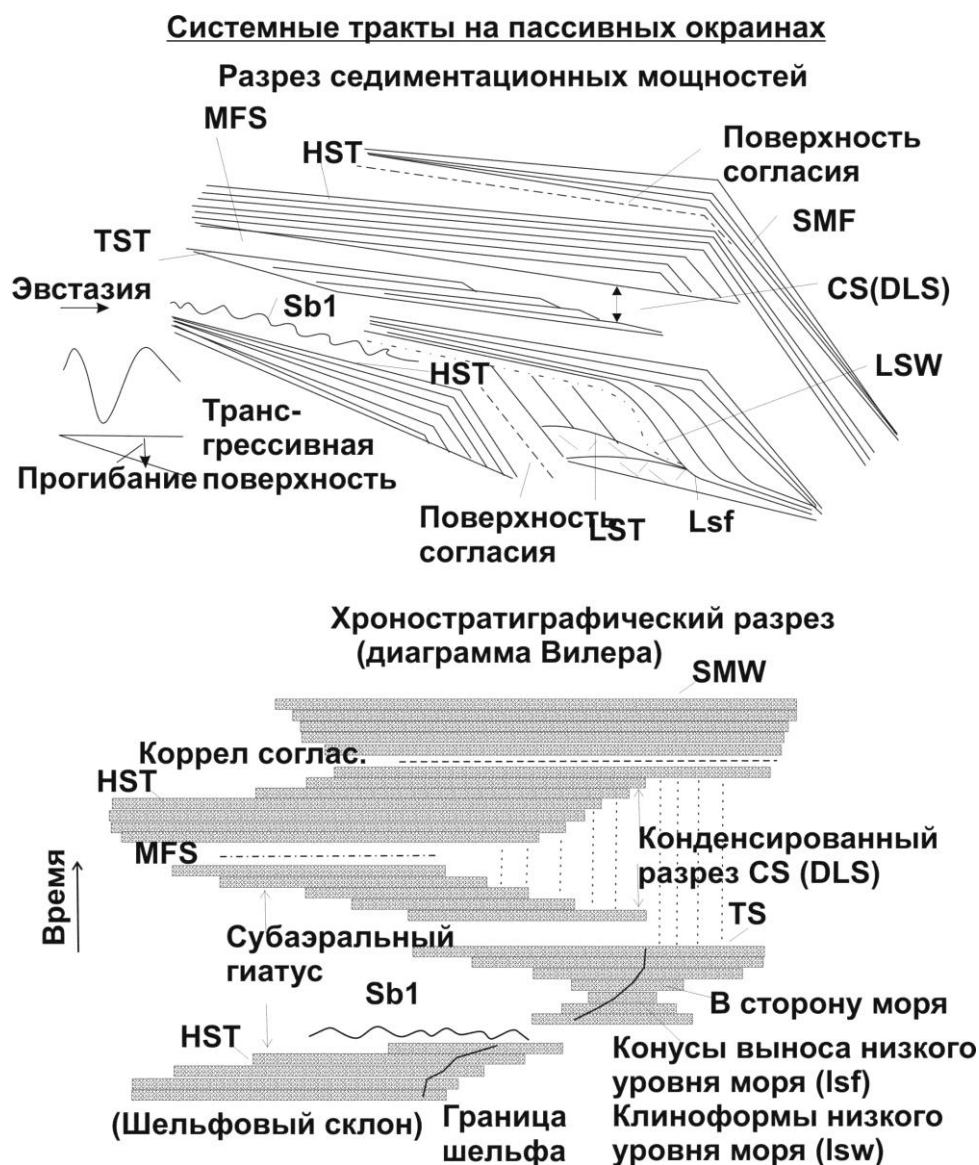


Рис. 3.7. Разрез по [Stecker et al. 1993]: MFS - поверхность максимального уровня моря; TST - трансгрессивный тракт; LST - тракт низкого уровня моря; HST - тракт высокого уровня моря; CS - конденсированный разрез; lsw - клиноформы низкого уровня моря; lsf - конусы выноса низкого уровня моря; Sb1 и Sb2 - границы несогласий 1 и 2 типа.

4) **Три принципиальных фактора седиментации.** Характер седиментации контролируется тремя принципиальными факторами:

уровень моря, погружение дна бассейна и поставка осадочного материала. Это видно на рис.4.9, где показаны варианты изменения одного фактора при постоянстве двух других факторов. Случаи а и б (неизменный фактор погружения) соответствуют в секевентной стратиграфии средне- и высокочастотным циклам базового уровня BL. Случай с (вариация региональных и глобальных тектонических движений) соответствует длиннопериодным циклам BL. Ситуация осложняется, если во времени варьируют сразу два, и даже три фактора.

#### 1-D седиментационная модель в пределах полуцикла

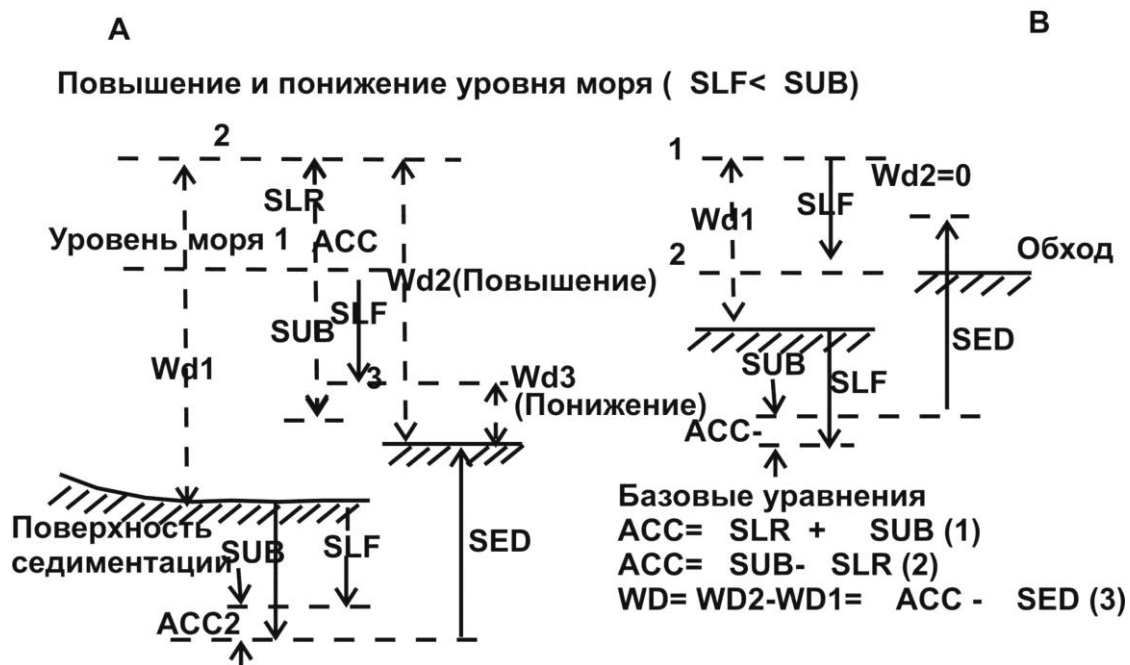


Рис.3.8. Модель размещения осадков, показывающая взаимоотношение между повышением относительного уровня моря (базового уровня), SLR, и падением, SLF, прогибанием дна бассейна, SUB, и седиментационной аккумуляцией (вертикальной агградацией), SED, во времени  $t$ . ACC – избыток или недостаток емкости (вертикального пространства) для накопления осадков;  $WD = WD1 - WD2$  - увеличение или уменьшение глубины воды во времени  $t$ . А. SLR и SLF,  $SUB > SLF$ ; В. SLF,  $SUB < SLF$  (по Einsele, 2000).

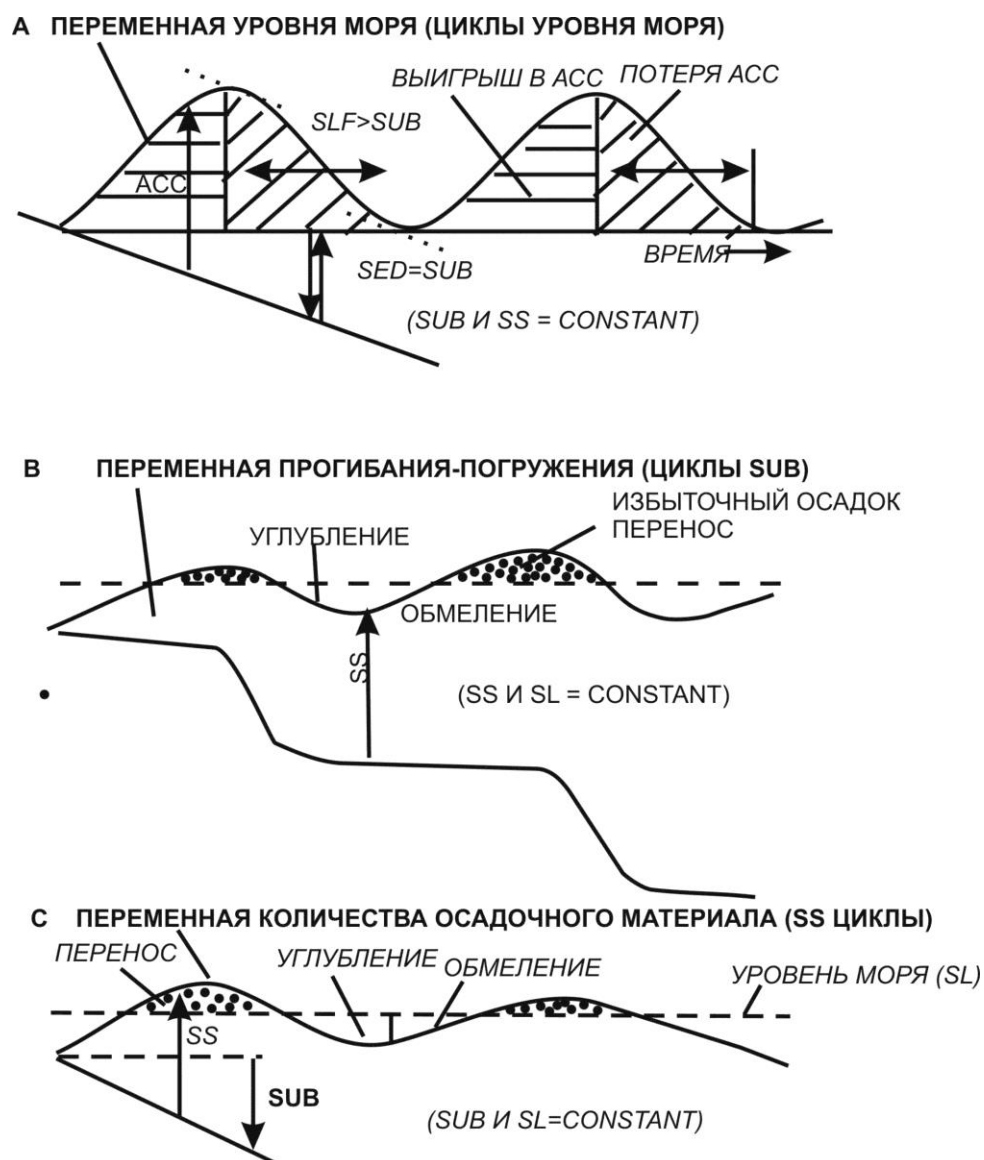


Рис.3.9. Диаграммы емкости осадков и глубины во времени, показывающие три принципиальных механизма, демонстрирующие образование избытка или недостатка АСС, и WD. Модели верны для одной точки в бассейне. В каждом случае изменяется только один параметр при постоянстве двух других. SS - поставка осадочного материала; SUB - прогибание; SL - уровень моря (Einsele, 2000)

**5) Три типа вариации уровня моря или базового уровня BL:** низко и среднечастотные. В случае низкочастотных вариаций (рис.3.10а) скорость погружения, SUB, в общем больше, чем максимальная скорость падения относительного уровня моря,  $SLF_{\max}$ . Следовательно, дно бассейна, имевшееся до начала цикла, не может быть эродировано во время цикла. Если потенциал поставки

осадочного материала,  $SED_p$ , всегда больше, чем  $SUB+SLR$ , бассейн будет заполняться осадками все время, однако скорости осадконакопления будут уменьшаться в фазу падения базового уровня, определяемого по изохронам. Избыточный осадочный материал переносится в другие области. С равенством  $SED$  и  $SUB$  будут иметь место длительные фазы обмеления или углубления бассейна, однако эрозия не будет происходить. Описанные варианты модели более или менее характеризуют долговременную эволюцию внутриплатформенных бассейнов, где все три фактора тектоники, уровня моря и поступления осадочного материала действуют относительно с низкими скоростями. Модель может быть также использована для циклов уровня моря более высокой частоты с условием, если  $SLF_{max} < SUB$ . Рис.4.10b иллюстрирует взаимодействие среднечастотных вариаций уровня моря и четырех различных скоростей седиментации  $SED$ , которые предполагаются неизменными для каждого варианта модели. При низкой скорости седиментации  $SED_1$ , глубина бассейна осадконакопления со временем возрастает. Если  $SED_2$ ,  $SED_3$ , и  $SED_4$ , всегда больше чем  $SUB$ , тогда бассейн периодически заполняется до уровня равновесия, а избыточный осадочный материал уносится волнами и течениями. Время, необходимое для заполнения бассейна в течение подъема уровня моря, уменьшается с увеличением  $SED$ . В течение последующего падения уровня моря седиментация не только сокращается. Может начаться эрозия ранее отложившихся осадков, так как  $SLF > SUB$  (уравнение 2, рис.3.8). Если скорость седиментации  $SED_4$  очень высока, стратиграфический перерыв начинается раньше, чем при скоростях  $SED_3$  и  $SED_2$ . Это различие в величине перерывов является достаточно очевидным на хроностратиграфических разрезах (содержащих изохроны) (рис.3.10b). Изохроны далее показывают, откладывался ли слой быстро или медленно (рис.3.10a). Во всех случаях выполнения соотношений:  $SED > SUB$  или  $SED = SUB$ , результирующие вертикальные осадочные последовательности имеют одну и ту же мощность.

В общем, модели, в которых длительное время преобладает соотношение  $SED > SUB$  или  $SED = SUB$  (и  $SLF_{max} > SUB$ ),



показывают временные интервалы (в фазу подъема уровня моря) углубления бассейна и осадконакопления, которые сменяются в фазу падения уровня моря интервалами сокращения осадконакопления и начала эрозии. В вариантах разнонаправленности векторов SUB, модели, представленные на рис.3.10 а и б могут быть использованы в комбинации для объяснений цикла колебаний уровня моря третьего порядка.

Рис. 3.10с показывают модель высокочастотных колебаний уровня моря (по данным изучения четвертичных отложений). Скорость седиментации  $SED_p$  выше, чем скорость погружения SUB. Быстрое падение уровня моря приводит к эрозионным процессам и к длительным стратиграфическим перерывам. Сохранившиеся осадки в рассматриваемой точке относятся к самой нижней части осадочного комплекса, сформировавшейся в фазу подъема уровня моря. Данная модель была описана на примере позднечетвертичных отложений дельты Роны (Tesson et al. 1990).

б) **Вариации в поставке осадочного материала.** Рис.3.11 демонстрирует пример, в котором количество осадочного материала варьирует. Привнос осадочного материала интенсивен в фазу падения уровня моря, и небольшой – в трансгрессивную фазу. Такое предположение согласуется со многими наблюдениями. В длительных масштабах погружение компенсируется осадконакоплением. Модель на рис. 3.11 представляет ситуацию сочленения суши и эпиконтинентального моря. Амплитуда изменения уровня моря 50 м и соответствует трансгрессивно-регрессивному циклу продолжительностью 4 миллиона лет. Здесь  $SLF_{max} > SUB$  ( $SUB = 10 \text{ м/млн.лет}$ ). Положение штормовой базы предполагается относительно низким (20м), так как площадь бассейна, а значит, волновое поле, ограничена. Точка наблюдения Р расположена немного выше штормовой базы при низком уровне моря, точка наблюдения Q расположена в глубоководной части. **Разрезы Р и Q** (рис.3.11с) показывают осадочные мощности (по линейной шкале) и изохроны (по нелинейной шкале).

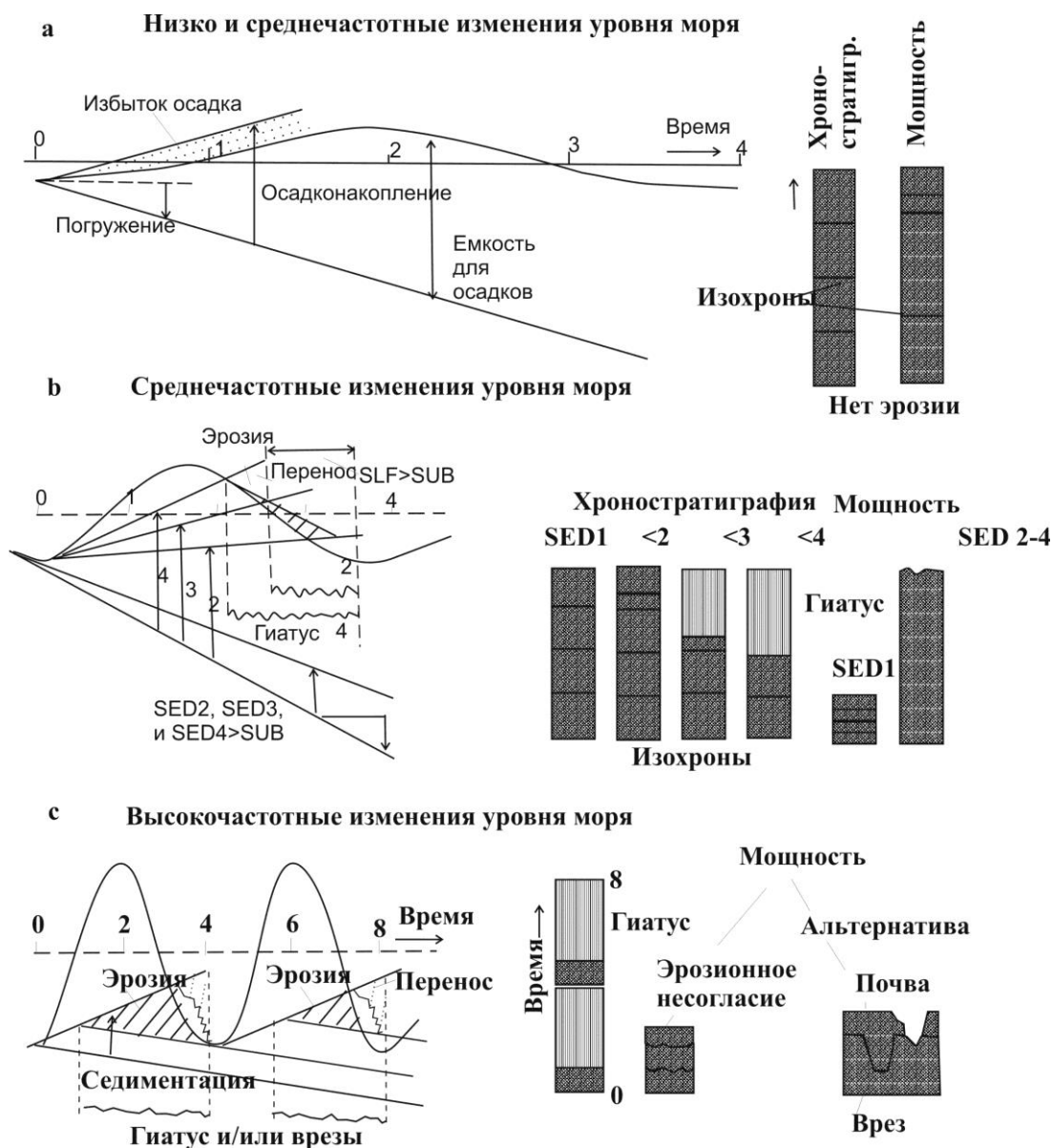


Рис.3.10. Одномерные модели, демонстрирующие эволюцию ACC и WD в выбранной точке наблюдения в бассейне во времени. Эвстатические колебания уровня моря описываются синусоидой, а скорости прогибания, SUB, поступления осадочного материала, SS, или седиментационных построек, SEDp, приняты постоянными. а- низкая частота (1 и 2 порядок) изменения уровня моря.  $SUB > SLF_{max}$ ,  $SEDp > SLF_{max}$ , ACC увеличивается с разной скоростью, б - средняя частота (3-й порядок) колебаний уровня моря:  $SLF_{max} > SUB$  и  $SEDp > SUB$  для четырех разных постоянных SS и SEDp, с - высокая частота (4 и 5 порядок) и высокая амплитуда колебаний уровня моря:  $SLF_{max} \gg SUB$  и  $SEDp > SUB$ .

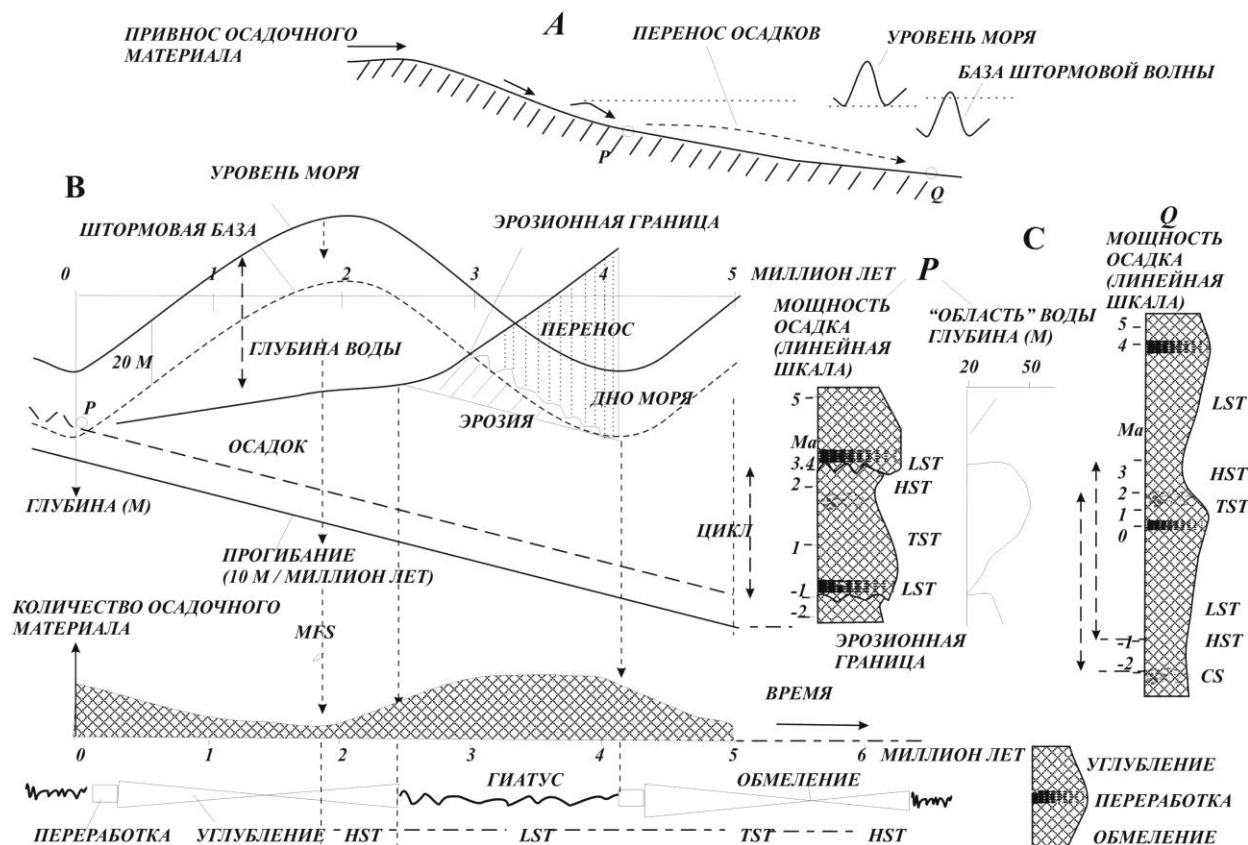


Рис.3.11. А - Разрез границы ramпы, постоянная прогибания SUB<SLF, изменение уровня моря и базы штормовой волны, точки Р и Q выше и ниже самого низкого уровня базы штормовой волны; В - диаграмма постройки осадков для точек Р в зависимости от изменения уровня моря и вариаций SS; С - разрезы, показывающие мощности осадков по нелинейной временной шкале (Einsele, 2000).

В противоположность моделям с постоянной  $SL$ , в моделях с изменяющимся  $SL$  увеличиваются фазы углубления бассейна и седиментации в процессе подъема уровня моря. Скорости седиментации уменьшаются и начинают формироваться конденсированные осадки, особенно в разрезе Q, состоящие в основном из гемипелагических образований. В зависимости от обстановки осадконакопления они представлены мергелями, известняками, черными сланцами, органогенными скелетными постройками, или тонкослоистыми осадками, обогащенными

аутигенными минералами, такими, как фосфорит или глауконит (Loutit et al. 1988).

Во время падения уровня моря осадконакопление в точках Р и Q происходит разными путями (рис.3.11с). В разрезе Р фаза быстрой седиментации обрывается продолжительным интервалом эрозии (SB1).

В разрезе Q трансгрессивные осадки и осадки, соответствующие высокому уровню моря, имеют меньшую мощность. Однако осадки, которые уносятся или эродируются в разрезе Р во время SLF, могут, напротив, в разрезе Q быстро накапливаться. Таким образом, Q разрез может содержать перераспределенный мелководный осадочный материал, и в результате быть мощнее, чем разрез Р. Низкий уровень моря отражается не столько в эрозионных несогласиях, сколько в наличии горизонтов, состоящих из переработанного осадочного материала (SB2). Данная модель показывает, что одни и те же процессы (изменение уровня моря, погружение, изменения в поставке осадочного материала) могут привести к совершенно различным осадочным записям.

Модели, обсужденные выше, основаны на синусоидальных осцилляциях уровня моря. В реальности, колебания уровня моря в природе происходят самым различным образом. В позднем плейстоцене уровень моря колебался в зависимости от суперпозиции орбитальных цикличностей разных частот. Последние 100 тыс лет, например, характеризуются медленным падением уровня моря, а затем быстрым его подъемом. Влияние асимметрии высокочастотных вариаций колебаний уровня моря на осадочные записи в общем незначительны, но асимметричные низкочастотные вариации могут вызвать ощутимый эффект (рис.3.12а). При постоянных SUB и SL, быстрый подъем уровня моря вызывает углубление бассейна, в то время такой же бассейн остается мелководным при низкой скорости подъема уровня моря. Однако, стратиграфические перерывы во время  $SLF > SUB$ , в обоих случаях имеют одну и ту же длительность.

В частности, для озер характерны асимметричные нерегулярные кривые колебаний уровня озера (рис.3.12, справа). При аридизации

климата уровни озер начинают падать гораздо быстрее, чем установится равновесие между объемами воды в озерах и процессами ее испарения. Такое равновесие может устанавливаться довольно долго. А переработка более древнего озерного осадочного материала, расширение долин и эвапоритовое осадконакопление могут быстрее заполнить озерный бассейн в течение этой фазы. Если климат снова становится более влажным, то уровень озер может быстро подняться до первоначального положения.

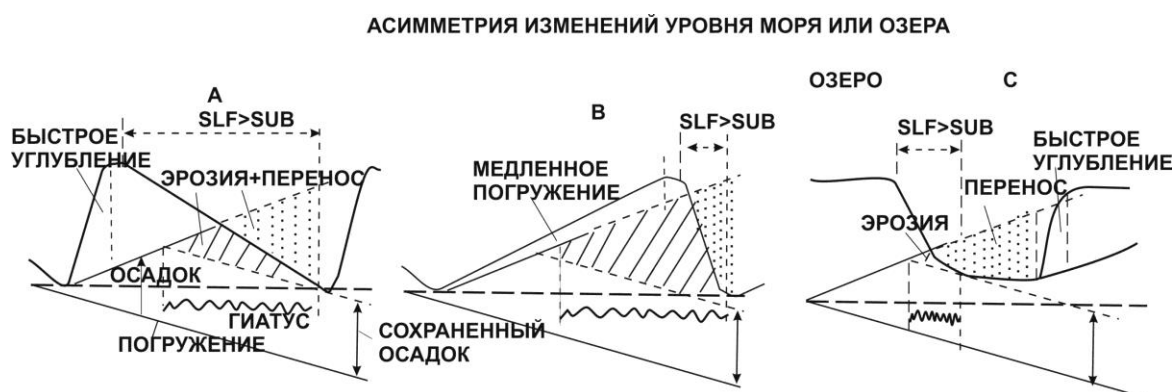


Рис.4.12. Асимметричные кривые уровня моря и их потенциальный эффект на эрозию и перенос осадков

7) **Парасеквенсы (Parasequences, PS)** - по длительности соответствуют порядку цикличности Миланковича и представлены прямыми и обратными фаціальными рядами с достаточно четко установленными закономерностями. Низко- и среднечастотные циклы колебаний уровня моря могут перекрываться более высокочастотными осцилляциями. Общий случай являются циклы 4-го и 5-го порядков, перекрытые циклом 3-го порядка, показывающие долговременное обмеление (углубление) бассейна (Рис.3.13а). Исходя из предположения, что скорость погружения,  $SUB$ , больше, чем скорость падения уровня моря,  $SLF_{max}$ , на циклической кривой 3-го порядка, то наложение даже малоамплитудных кривых 4-го и 5-го порядка генерирует короткие интервалы, в которых  $SLF_{max} > SUB$  и следовательно АСС сокращается. Это происходит как в трансгрессивную, так и в регрессивную фазы на кривой 3-го порядка (рис.3.13b) Если в мелководных бассейнах (разрез Р) с течением времени АСС может

более или менее заполняться, интервалы эрозии длиннее, чем в случае отрицательного АСС (рис.3.13с). В результате, хроностратиграфический секвенс в разрезе Р отражает число литоединиц, представляющих различные интервалы и в основном тенденции увеличения глубины бассейна. Большинство литоединиц разделены стратиграфическими перерывами различной продолжительности или, как видно на профиле мощностей, эрозионными несогласиями различной интенсивности, часто перекрывающимися слоями, сложенными из переработанного материала. Мощности осадков в разрезе Р (мелководная часть) контролируются процессами погружения.

В разрезе Q (глубоководная часть), где скорость погружения выше, накапливаются осадки, вынесенные с точки Р, и таким образом предупреждается стратиграфический перерыв (рис.3.13е, 3.11с). Во время падения уровня моря (кривая 3-го порядка), большое количество осадочного материала может аккумулироваться в виде мощных проградационных тел, вытянутых к центру бассейна. Во время подъема уровня моря, меньше материала попадает в точку Q, и образуются тонкие осадочные слои. В общем секвенс 3-го порядка мощнее в точке Q в сравнении с точкой Р.

Модель на рис.3.13 показывает, что природа парасеквенсов может значительно различаться от места к месту, от разреза к разрезу в пределах бассейна точно так же как в вертикальном разрезе от подошвы до кровли.

Как было отмечено в последних моделях, осадки размытые и вынесенные из мелководной части бассейна, могут отлагаться в более глубоководной части бассейна. В следующих моделях предполагается, что от линии перегиба (разделяющей области погружения и подъема) погружение увеличивается к центру бассейна. Интенсивность погружения увеличивается линейно с увеличением расстояния от линии перегиба (рис.3.14а) или может расти менее регулярным образом.

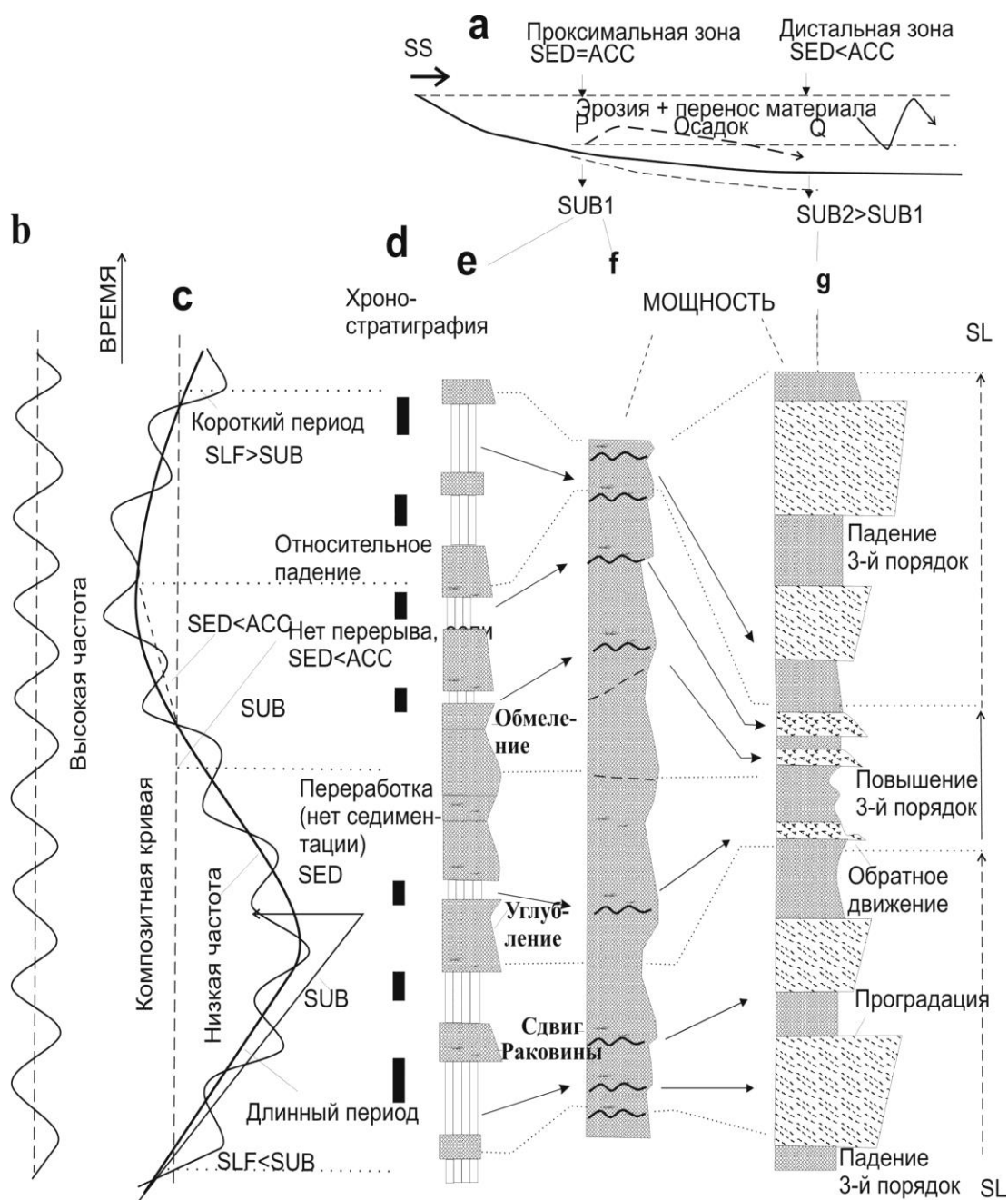


Рис.3.13. Модель парасеквенса в заливах, мелких морях, в некоторых глубоководных участках. *a* - разрез бассейновой границы, *b*, *c* - наложение синусоидальных высокочастотных и низкоамплитудных эвстатических колебаний уровня моря на вторичную синусоидальную кривую  $SL$  низкой частоты и большей амплитуды.  $SUB$ ,  $SED$ ,  $SLF$ ,  $ACC$  - скорости прогибания, седиментации, падения уровня моря и изменения емкости осадконакопления. В длинные периоды  $SLF<SUB$ ; *d* - в короткие периоды  $SLF>SUB$ ; *e* - хроностратиграфический разрез в проксимальной зоне, где  $SS$  и  $SED$  примерно равны  $ACC$  (низкочастотная кривая); *f* - разрез в эродируемой зоне; *g* - разрез в дистальной зоне ( $ACC>SED$ ).

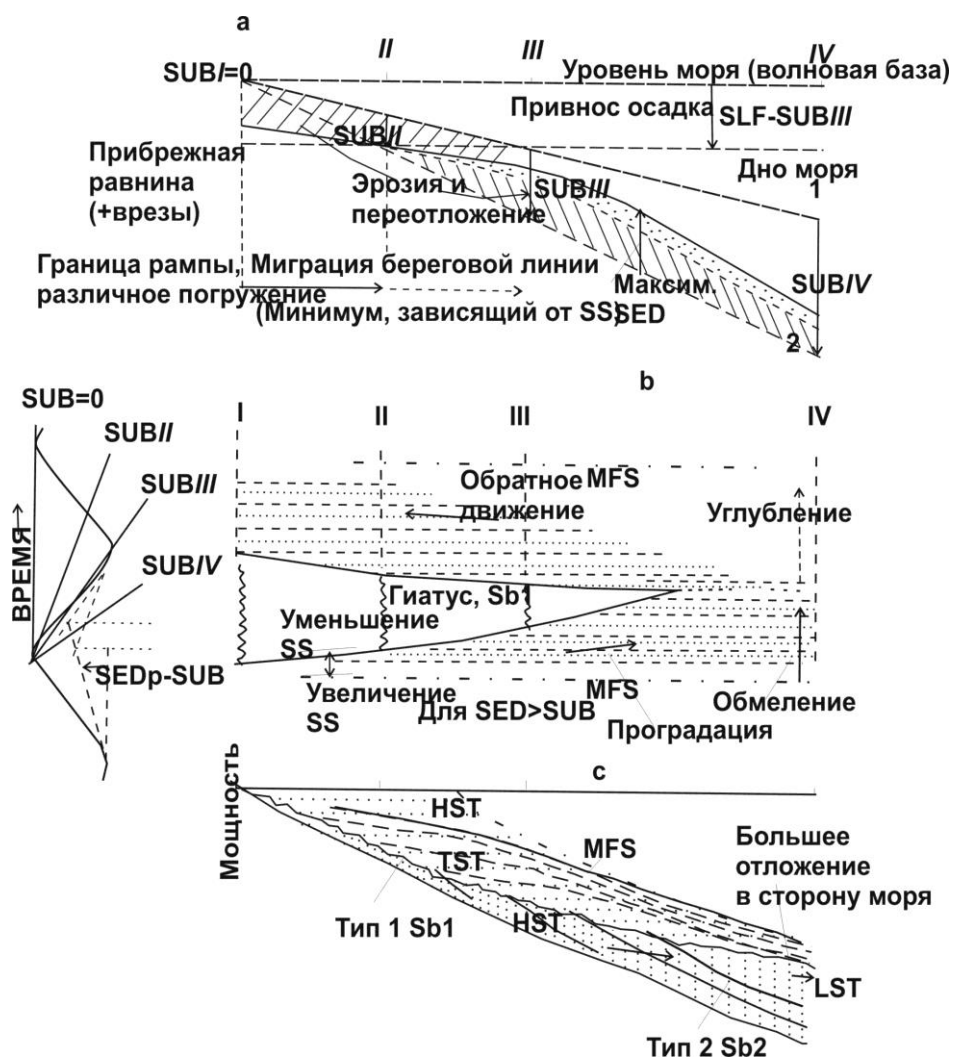


Рис.3.14: а-разрез около линии перегиба и перераспределения осадка во время падения уровня моря. При повышении уровня моря пространство седиментации наступает на сушу; б - хроностратиграфическая диаграмма разреза а в течение одного идеального цикла SL. Между точками III и IV Sb1 переходит в Sb2; в - мощность разреза б, два типа границ секвенс и поверхность максимальной трансгрессии MFS. Отмечены фации HST, TST, LST.

Различный характер погружения на шельфовом склоне может привести к следующим процессам в течение полуцикла:

- по направлению к суше от точки равновесия ( $SLF=SUB$ ) емкость осадконакопления (ACC) сокращается, что ведет к началу размыва и субазральной эрозии, включая процессы «врезания» долин. Береговая линия перемещается в сторону бассейна, а в более точном варианте ее положение контролируется поступлением



осадочного материала и способами перераспределения размывтого и вновь поступающего осадочного материала. Максимальную мощность вновь образованных осадков можно ожидать по направлению к морю от точки равновесия, где АСС положительна даже во время падения уровня моря.

- когда уровень моря опять растет, область максимальной мощности осадков сдвигается по направлению к суше. Однако, эта осадочная масса обычно не содержит переработанный материал, связанный с размывом и эрозией. Таким образом, характер осадочного материала должен учитываться при секвенс-стратиграфических построениях (принцип степени сохранности (переработанности) осадочного материала, Cross 1997). Согласно данной концепции, цикл секвенса состоит только из двух фациальных комплексов: проградационного (полуцикл падения уровня моря) и агградационного (полуцикл повышения уровня моря). В генетическом отношении полный секвенс содержит все многообразие осадков, сформированных во взаимосвязанных обстановках.

- увеличение скоростей погружения в сторону бассейна также влияет на природу границ секвенсов, как видно из диаграммы Уилера на рис.3.14b. Тип 1 (SB1, эрозионная граница) переходит в Тип 2 (SB2). Изохроны в разрезе сопряжены с эрозионными границами. Степень распространения SB1 увеличивается с возрастанием амплитуды изменения уровня моря.

- для данного количества осадочного материала, его поступления, SS, или потенциала седиментационного строительства  $SED_p > SUB$ , стратиграфический перерыв, связанный с SB1, начинается раньше и заканчивается позднее на линии перегиба, чем далее в сторону бассейна, где в конце концов формируются согласные границы (рис.3.14b). Продолжительность перерыва в определенной точке в пределах бассейна увеличивается с увеличением поставки осадочного материала.

- границы секвенсов и другие специфические поверхности в общем случае не совпадают с самым низким или самым высоким эвстатическим уровнем. Они могут смещаться во времени вверх или вниз в зависимости от расстояния до бровки шельфа.

- максимальная затопленная поверхность (MFS) соответствует максимальной глубине бассейна. Положение MFS во времени зависит от SS или  $SED_p$ , а также от скорости погружения. При  $SED_p > SUB$ , MFS формируется ранее достижения максимума на эвстатической кривой. Строго говоря, ни MFS в конденсированном разрезе, ни границы фациальных комплексов (трактов) не могут считаться синхронными (Wehr, 1993). Этого не может быть даже в одном и том же бассейне, где аккумуляция осадков и/или погружение происходят с разными скоростями в разных участках этого бассейна.

Профильный разрез на рис.3.14с показывает увеличение мощности осадков в сторону моря (модель а) и формирование проградационных песчаных тел в виде вытянутых вдоль берега баров или направленных к центру бассейна клиноформ. Эти отложения соответствуют системе осадков низкого уровня моря (LST) классической шельф-брейковой модели группы EXXON. SB1 заканчиваются тогда, когда SUB постоянно больше, чем SLF.

С повышением уровня моря осадки начинают наращиваться, приближаясь к SB2, при этом скорость седиментации снижается. Затем недостаток осадочного материала приводит к увеличению ACC, наступлению на сушу, то есть к трансгрессивному подошвенному прилеганию (трансгрессивный системный тракт, TST) до достижения MFS. После этого начинают формироваться отложения системного тракта высокого уровня моря (HST).

Основные принципы, изложенные выше, могут быть использованы для секвенсов 3-го порядка, а также для секвенсов 4-го и 5-го порядка. Однако наложение двух и более частот в сочетании с различиями в SUB и других факторах создает разнообразие случаев, которые не могут быть описаны одной или двумя фациальными моделями (многие региональные примеры обсуждены в работе [Miall, 1997]). Ряд моделей, обсуждаемых ниже, показывают эти трудности. Моделирование бассейнов с применением компьютерных технологий позволяет достигать более взвешенного понимания сложных фациальных взаимоотношений.

В этом контексте представляют интерес результаты двух компьютерных моделей (рис.3.15). Они показывают, что архитектура

осадочных напластований обусловлена циклическими вариациями в поставке осадочного материала (рис. 3.15b, стабильный уровень моря), подобными с вариациями уровня моря (рис. 3.15a, постоянное значение SS). Однако, существуют принципиальные различия между двумя моделями в залегании и природе границ секвенсов и прибрежного прилегания. Интервал компьютерной интерполяции составляет 0.5 Ма. Вначале бассейн является мелководным и его береговая линия находится на линии перегиба. Для обеих моделей различия в векторах погружения группируются вокруг линии перегиба и контролируются изостатической нагрузкой. Уменьшение поставки осадочного материала по направлению к центру бассейна создает перерывы в осадконакоплении. Модель (a) – это ряд фаций проградации и обратный ему ряд с характеристическими чертами, присущими пассивным континентальным окраинам. Модель (b) отражает MFS как и (a), однако характеризуется отсутствием сдвига поверхности прилегания вниз во время регрессии.

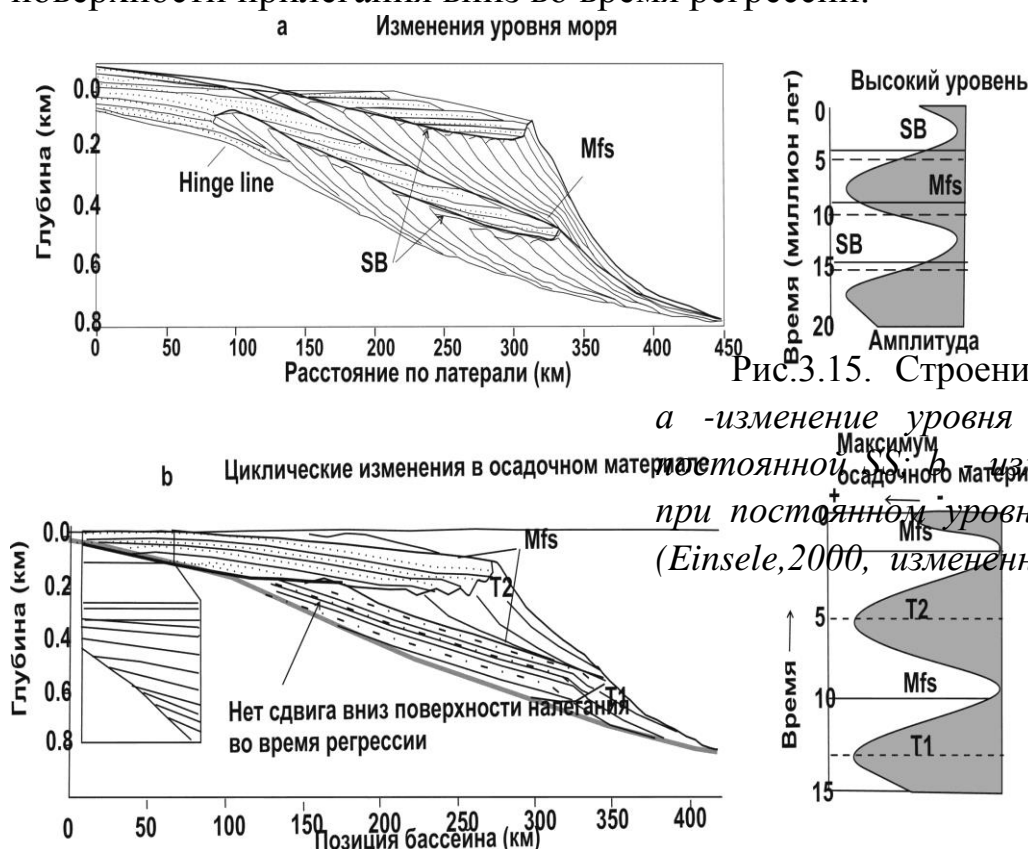


Рис.3.15. Строение осадков:  
a -изменение уровня моря при постоянном SS; б -изменения SS при постоянном уровне моря SL (Einsele,2000, измененный).

## **Раздел IV. Формационный анализ в нефтяной геологии**

### **Глава 1. Формационный анализ – основа региональных реконструкций нефтегазоносных бассейнов**

Формационный анализ как метод выявления закономерностей размещения полезных ископаемых предложен Н.С.Шатским еще в 50-е годы. Почти сразу были сделаны попытки его использования и для целей нефтяной геологии. Однако слишком широкая трактовка понятия «формация» обусловило то, что существенных результатов не было получено. В последующие годы были опубликованы многочисленные работы по нефтегазоносности конкретных формаций, проведен ряд целенаправленных совещания под руководством Н.Б.Вассоевича в МГУ, а также в ИГиРГИ, показавших результативность формационных исследований для нефтяной геологии. Главным результатом предшествующих работ является признание невозможности анализа на уровне таких обобщающих понятий, как «карбонатная» и «терригенная» формации. Хотя до сих пор в вопросах принципов выделения, типизации формаций остается много спорного, все же наметился ряд типов, обладающих четкими формационными признаками. Сравнение нефтегазоносности различных бассейнов континентов и континентальных окраин позволило Н.А.Крылову в 1986 году сформулировать тезис об отсутствии специфических нефтегазоносных формаций, но о принципиально разной вероятности наличия залежей и их масштабе для формаций разных типов. В последние годы все чаще и шире применяется комплексирование традиционных геологических методов изучения формаций с различными геофизическими методами, используемыми как для прослеживания намеченных формаций, так и расшифровки их строения. Наметились три аспекта использования формаций в нефтяной геологии.

Формационный и структурно-формационный анализы являются основой для региональных тектонических построений, выяснения современной структуры нефтегазоносных бассейнов, палеотектоники и истории их формирования, так как контуры крупных

палеоподнятий, палеовпадин очерчиваются площадями развития определенных формаций. Обобщение в ИГиРГИ данных по формациям молодых платформ позволило выявить своеобразие развития молодых платформ и размещения на них залежей углеводородов. В ряде регионов (Приуралье, Прикавказье, Копетдаг, Зайсан и др.) определены масштабы перекрытия в зонах надвигов, а сопоставление формационных рядов краевых прогибов мира показало зависимость орогенных формаций от их набора в складчатых областях и позволило обосновать три модели строения зон сочленения складчатых областей и платформ, отличающихся закономерностями размещения залежей углеводородов. Изучение формаций передовых складок Урала показало принципиально разное строение южной и средней частей западного склона Урала: если на южном Призилаирском отрезке имеет место крупноамплитудное надвигание миогеосинклинальных формаций на платформенные, то на западном склоне Среднего Урала происходит только расчешуивание платформенного комплекса, сопровождаемое малоамплитудными подвижками. Детальным формационным анализом выделяются мозаичное строение многих нефтегазоносных провинций и разновозрастная активизация отдельных блоков.

Формации используются успешно как критерии регионального прогноза нефтегазоносности, основанного на детальной классификации формаций. Выделение типов формаций проводится по комплексу показателей, главные из которых – набор пород, количественное соотношение пород в теле формации, его текстура и биоседиментологические особенности органических остатков. Типизация выделенных в разрезе формаций дает основание для прогноза масштаба возможной нефтегазоносности, особенностей размещения в теле формации пластов-коллекторов, флюидоупоров, типа преобладающих коллекторов и структуры ловушек. Среди терригенных формаций наиболее перспективны морские сероцветные песчаные, глинистые, песчано-глинистые, глауконитовые, угленосные, тонкие молассы, дельтовые. Среди карбонатных формаций часто нефтегазоносны рифогенные формации, формации известняков и доломитизированных известняков.

Особое внимание привлекают разнообразные рифогенные формации, для которых предложена дробная классификация, на основе которой можно прогнозировать масштаб рифогенных построек и закономерность их размещения в теле формации, преобладающий тип ловушек. В последнее время стало ясно, что нефтегазоносными, помимо давно известных рифогенных формаций, включающих крупные обособленные органогенные массивы, нередко являются разнообразные банковые формации, содержащие мелкие рассеянные органогенные постройки и иловые холмы. Установление окско-башкирской банорифовой формации на краевых поднятиях юго-востока Русской плиты дало основание считать перспективным продолжение поисков в окско-башкирском комплексе углеводородов в Актюбинском Приуралье и на северном борту Прикаспия. Однако при этом подчеркивалось, что ловушки банкорифовой формации будут определены, прежде всего, структурным фактором, так как органогенные постройки в формациях мелкие, пластовые, нередко разрушенные.

Реже как региональный критерий используется типизация слоистых карбонатных формаций, хотя среди них имеются высокоперспективные типы, например, формация известняков и доломитизированных известняков. Последняя и близкие ей типы относятся к подгруппе бентосогенных формаций, у которых коллекторские свойства в основном определены сочетанием первичных особенностей осадконакопления и вторичных процессов преобразования породы. Принципиально отличны формации группы планктоногенных формаций, у которых емкостные свойства определяются в основном степенью тектонической раздробленности и катагенезом пород.

Начата разработка принципов использования формаций как одного из критериев зонального прогноза нефтегазоносности. Неоднородность формаций крупных геологических тел позволяет выделять в конкретных формациях субформации (разновозрастные части) и градации – одновозрастные, но разные по строению части формации. Выделение градаций правомочно по изменению отдельных формационных показателей, но при общности главных признаков, определяющих тип формации. В ряде нефтегазоносных

формаций четко обособляются отдельные градации, наиболее обогащенные залежами углеводородов.

Значение анализа формаций для прогноза нефтегазоносности по геохимическим показателям основано на факте принципиально различной первичной обогащенности разным органическим веществом формаций разных типов. В отличие от нефтегазоносных, которыми могут быть формации самых разных классов (осадочных, вулканогенных, кор выветривания и т.д.), нефтегенерирующими являются немногие формации, наиболее характерный представитель – доманиковые. Подтверждением высокого нефтегенерирующего потенциала доманиковой формации Тимано-Печорской провинции является совпадение контура площади распространения доманикового горизонта с контуром основной нефтегазоносности верхнедевонских отложений.

Литолого-фациальные и палеогеографические исследования являются одним из основных элементов комплексного геологического изучения осадочных бассейнов на всех стадиях оценки перспектив нефтеносности. При переходе от регионального прогноза к зональному и локальному сужается объем объектов исследования, укрупняется масштаб литолого-фациальных и палеогеографических построений. На первый план выдвигается решение задач внутреннего строения литолого-фациальных комплексов пород – модели строения отдельных продуктивных пластов, их взаиморасположение, конфигурации зон выклинивания и фациального замещения, седиментационных размывов, соотношение с региональным и локальным структурными планами. Литолого-палеогеографические исследования традиционно базируются на минералого-петрографическом (изучение терригенных породобразующих и аксессуарных, аутигенных глинистых минералов), структурном, текстурном, циклическом, стратиграфическом, палеоэкологическом, палеогеоморфологическом и палеотектоническом анализах. В закрытых палеобассейнах для корреляции и типизации геологических разрезов широко используются материалы ГИС. В последнее десятилетие планомерное проведение в основных нефтегазоносных районах региональных и площадных сейсмических работ МОВ ОГТ дало

возможность уточнить палеогеографические и палеогеоморфологические реконструкции результатами сейсмостратиграфического анализа. Наиболее результативны эти исследования для нижнемелового клиноформного комплекса Западной Сибири.

Новым и весьма перспективным направлением в науке о фациальных обстановках прошлого является совместный анализ литологических и геохимических показателей пород и заключенных в них залежей углеводородов. Изучение пород новыми методами пиролиза позволяет оценить генетический тип содержащегося в них рассеянного органического вещества, количество органического углерода, водородный и кислородный показатели, которые могут быть дополнительными критериями распознавания фациальных условий. Адекватное изучение высших циклических биометок нефтей, заключенных в проанализированных породах, также дает возможности уточнить фациальную принадлежность нефтепроизводящих и нефтеаккумулирующих толщ. Совместное литолого-фациальное и геохимическое изучение пород и заключенных в них углеводородов позволяет количественно оценить плотности масс исходного и генерационного углеводородного потенциалов рассматриваемых осадочных комплексов и перспективы их нефтеносности.

Итогом комплексных литолого-палеогеографических исследований и анализа выявленной нефтеносности стала качественная оценка перспектив нефтеносности, выделение высокоперспективных, перспективных и малоперспективных зон.

## **Глава 2. Формационный анализ в прогнозировании нефтегазоносности недр**

Чтобы прогнозировать распространение и размещение нефти и газа в земной коре, успешно их искать и открывать, необходимо знать историю и условия генерации (образование углеводородов (УВ), их миграция в недрах), аккумуляции (формирование скоплений) и разрушения этих скоплений.



В.И.Вернадский рассматривал образование УВ и формирование их скоплений как целостную природную систему, состоящую из множества объектов, взаимосвязанных и взаимодействующих во времени и пространстве.

Основные принципы современной теории системного анализа – это целостность природных систем, их иерархичность, структурная и генетическая взаимосвязанность во времени и пространстве. Перечисленные принципы нашли отражение и в классических трудах акад. И.М.Губкина по геологии нефти и газа. Нефтегазообразование и нефтегазонакопление он рассматривал как целостный естественно-исторический процесс, протекающий в земной коре. Этот процесс И.М.Губкин показал в динамике, то есть в развитии и в тесной связи с развитием литогенеза и тектоногенеза. Им была разработана классификация регионально нефтегазоносных территорий и скоплений нефти с выделением отдельных классов и групп по принципу их соподчиненности. В этой классификации четко показаны структурные и генетические связи между выделенными им подразделениями. Научное наследие И.М.Губкина развивал А.А.Бакиров и его коллеги [Теоретические основы и методы ...].

К важнейшим геологическим аспектам, контролирующим возникновение и развитие процессов образования нефти и газа и обуславливающим особенности размещения их скоплений в земной коре относятся следующие положения:

- нефтегазообразование и нефтегазонакопление в земной коре генетически связаны с литосферой и представляют собой одно из составных звеньев литогенеза, развивающегося в каждый рассматриваемый отрезок времени геологической истории;

- химический состав и физические свойства нефтей в литосфере в течение геологической истории изменяются в зависимости от состава исходного ОВ, особенностей и режима региональной геодинамики, развивавшейся в пределах рассматриваемого геологического бассейна;

- образование скоплений УВ происходит в результате миграции их из нефтегазопродуцирующих толщ в пористые пласты-коллекторы с последующей аккумуляцией в соответствующих региональных и локальных зонах нефтегазонакопления;

- нефтегазоносные области в современном геоструктурном плане приурочены в платформенных областях к внутриплатформенным и краевым впадинам, сводовым и линейно вытянутым поднятиям и авлакогенам, а в переходных и складчатых областях – к предгорным и межгорным впадинам, срединным массивам;

- сформировавшиеся скопления нефти и газа при наступлении определенных геологических и гидрогеологических условий могут подвергаться процессам разрушения;

- важнейшими условиями для сохранности скоплений нефти и газа является наличие пород-покрышек и благоприятные тектонические и гидрогеологические условия, обеспечивающие сохранность углеводородных скоплений;

- возникновение и развитие процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления в земной коре контролируются палеотектоническими условиями, особенностями современного структурного плана, палеогеографическими и литолого-фациальными условиями формирования природных резервуаров, термодинамическими условиями вмещающей среды, динамикой пластовых и трещинных вод, условиями, способствующими сохранности скоплений УВ от процессов разрушения.

Выяснение закономерностей формирования, развития и размещения в разрезе и пространстве нефтегазоносных объектов (залежи, месторождения, зоны, области, провинции, пояса или ассоциации провинций) основано на понимании их как частей целостной системы – нефтегазовой геологической мегасистемы.

По определению А.А.Бакирова, геологическая мегасистема – это целостная совокупность множества взаимосвязанных ассоциаций нефтегазоносных формаций и входящих в их состав регионально нефтегазоносных комплексов, а также геоструктурных, литологических и стратиграфических элементов, которые контролируют формирование нефтегазоносных провинций, областей, зон нефтегазонакопления и локальных скоплений нефти и газа. Эти ассоциации и элементы находятся в определенных соотношениях друг с другом и объединены структурными и пространственно-временными генетическими взаимосвязями.

Основными системообразующими элементами (системами) нефтегазовой геологической мегасистемы являются:

1) система нефтегазоносных формаций (НГФ). В составе НГФ выделяются регионально нефтегазоносные комплексы (НГК), состоящие из нефтегазогенерирующих толщ, пород-коллекторов и перекрывающих их флюидоупоров (покрышек);

2) система геоструктурных элементов, объединяющихся по иерархическому принципу соподчиненности в определенные группы, а также литологических и стратиграфических объектов, контролирующих нефтегазонакопление;

3) система скоплений УВ в пределах региональных нефтегазоносных территорий, выделяемых с учетом структурных соотношений, иерархической соподчиненности и генетических особенностей формирования и развития во времени и пространстве. Внутри каждой из перечисленных систем можно выделить подразделения низшего ранга (подсистемы, группы и т.д.).

К числу основных системообразующих элементов нефтегазовой геологической мегасистемы относятся нефтегазоносные формации.

Анализ геологических условий размещения регионально нефтегазоносных территорий и зон нефтегазонакопления на нашей планете показывает, что формирование и распределение их в разрезе литосферы тесно связано с определенной направленностью и режимом региональных колебательных движений, с определенными формациями, фациальными условиями их образования и распространения.

К НГФ относится система ассоциации горных пород, генетически связанных между собой во времени (геологическом) и пространстве палеотектоническими и фациальными (физико-географическими и геохимическими) условиями образования, благоприятными для возникновения и развития процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления.

Латерально НГФ могут распространяться на сотни, а иногда на тысячи километров, охватывая нередко территории нескольких крупных геоструктурных элементов. Мощность их в разрезе литосферы колеблется от сотен до тысяч метров. По площади

распространения НГФ подразделяются на нефтегазоносные комплексы (НГК):

- региональный НГК – это литолого-стратиграфический комплекс пород в составе НГФ, характеризующийся региональной нефтегазоносностью в пределах обширных территорий, охватывающих ряд смежных крупных структурных элементов (своды, впадины и др.) и нередко развитых в пределах целых геологических провинций;

- субрегиональный НГК – это литолого-стратиграфический комплекс пород в составе НГФ, который нефтегазоносен только в пределах одной нефтегазоносной области, приуроченной к одному из крупных структурных элементов;

- зональные НГК – определенные литолого-стратиграфические комплексы, нефтегазоносные только в пределах отдельных районов или зон нефтегазонакопления.

НГФ может охватывать одно или несколько крупных литолого-стратиграфических подразделений. НГФ, близкие по вещественному составу, палеогеографическим и палеотектоническим условиям образования, могут быть объединены в вертикальные и латеральные ряды.

Скопления УВ приурочены к определенным генетическим типам осадочных формаций.

Генетическая зависимость региональной нефтегазоносности осадочных формаций от палеотектонических и фациальных условий их накопления и развития может быть продемонстрирована на примере территорий Восточно-Европейской платформы, Западной Сибири, Ближнего и Среднего Востока, Северо-Американской платформы.

Например, в восточных областях Восточно-Европейской платформы (Волго-Уральская нефтегазоносная провинция) имеется ряд литолого-стратиграфических комплексов девонского и каменноугольного возраста, которые регионально нефтегазоносны. Представлены они как терригенными, так и карбонатными отложениями морского и прибрежно-лагунного, а местами прибрежно-континентального происхождения. Их образования в рассматриваемые отрезки геологического времени происходило на

фоне относительно устойчивого прогибания бассейна седиментации. Стратиграфические аналоги тех же девонских и каменноугольных отложений в западных областях Восточно-Европейской платформы (на восточных и юго-восточных склонах Балтийского щита) скоплений нефти и газа не содержат. Они образовались преимущественно в прибрежно-континентальных и континентальных условиях в основном в аэробной геохимической среде на фоне неоднократного чередования движений воздымания и прогибания при сравнительно незначительных амплитудах последних.

Аналогично подразделяются отложения юры на территории Западно-Сибирской плиты и восточного склона Урала. В первом случае отложения юрского возраста представлены морскими, прибрежно-морскими и прибрежно-континентальными образованиями, накопление которых происходило на фоне преобладания движений прогибания со значительной амплитудой. И здесь они регионально нефтегазоносны. На территории восточного склона Уральского хребта юрские отложения образовались преимущественно в континентальных условиях и регионально угленосны.

В пределах Месопотамской предгорной впадины на территории Юго-Западного Ирана и Ирака в отложениях эоцена, олигоцена, нижнего и среднего миоцена, сложенных карбонатными отложениями морского, прибрежного и лагунного происхождения, образовавшимися на фоне устойчивого прогибания бассейна седиментации, обнаружен ряд регионально нефтегазоносных комплексов, содержащих огромные запасы нефти и газа. В то же время западнее, на склонах Аравийского щита, отложения среднего и нижнего миоцена, накопление которых происходило преимущественно в условиях континентального режима при неоднократном чередовании движений воздымания и прогибания с относительно незначительной амплитудой, скоплений УВ не содержат.

В центральной части Преаппалачской впадины (США) отложения девонской и миссисипской систем сложены главным образом морскими, прибрежно-морскими и лагунными фациями и

характеризуются региональной нефтегазоносностью. К востоку они фациально изменяются и в восточной части впадины представлены в основном континентальными красноцветными образованиями, накопление которых происходило в аэробной геохимической обстановке при сравнительно незначительных амплитудах прогибания бассейна седиментации в течение рассматриваемых отрезков времени. Одновременно с замещением морских и прибрежных фаций континентальными в разрезе девонских и миссисипских отложений на восточном борту Преаппалачской впадины исчезают и скопления нефти и газа, несмотря на то, что здесь имеются и коллекторы, и локальные структуры, благоприятные для образования скоплений УВ. Все эти примеры показывают отчетливо прослеживаемую зависимость наличия НГФ от фациальных условий отложения ОВ и тектогенеза.

НГФ подразделяются на типы по палеогеографическим условиям образования на морские, прибрежно-морские, лагунные, континентальные и смешанные. По литологическому составу они делятся на преимущественно терригенные или карбонатные, карбонатно-терригенные, рифогенные, карбонатно-сульфатные, карбонатно-галогенные, терригенно-угленосные, терригенные сероцветные, молассовые, флишевые, глинистые. НГФ могут быть сложены в основном одной литологической разностью пород, например, карбонатными или глинистыми породами, или же толщей чередующихся пород различного литологического состава, например, терригенных и карбонатных.

НГФ содержат скопления нефти и газа в разрезе и латерально не повсюду. В их составе выделяются определенные литологические комплексы, отличающиеся региональной нефтегазоносностью в пределах обширных территорий, охватывающих, как правило, несколько крупных геоструктурных элементов. Если объектом территориального прогноза в целостной нефтегазовой геологической мегасистеме каждого региона являются нефтегазоносные области, зоны нефтегазонакопления и составляющие их месторождения и залежи, то объектом прогноза нефтегазоносности разреза литосферы – региональные НГК. Региональные НГК представляют собой определенные литолого-стратиграфические подразделения,

характеризующиеся региональной нефтегазоносностью в пределах обширной территории, включающей несколько крупных геоструктурных элементов рассматриваемой провинции. Их общей диагностической особенностью является накопление в субаквальной среде с анаэробной геохимической обстановкой на фоне относительно устойчивого прогибания рассматриваемой части бассейна седиментации.

В разрезе НГФ обычно встречается несколько региональных НГК, разделенных толщей флюидоупоров. Типичными примерами являются: на территории Волго-Уральской нефтегазоносной провинции - терригенные отложения живетского и франского ярусов девона и карбонатные отложения фаменского яруса; терригенные отложения визейского яруса и верейского горизонта; карбонатные отложения турнейского, намюрского и башкирского ярусов карбона; на Западно-Сибирской платформе – терригенные толщи средней и верхней юры, нижнего и верхнего мела; в странах Ближнего и Среднего Востока – карбонатные отложения формаций дорубайль хадрия, араб (оксфорд – киммериджа верхней юры), терригенные отложения формации зубейр, бурган, вара (неоком-апта и альб-сеномана) в краевой части погружения Аравийской платформы и др.

В зависимости от площади распространения скоплений нефти и газа НГК подразделяются на региональные, субрегиональные, зональные и локальные.

Региональные НГК обычно развиты в пределах нефтегазоносной провинции или большей ее части. Субрегиональные комплексы пород содержат скопления нефти и газа в одной нефтегазоносной области какой-либо провинции. Зональные НГК – отложения, продуктивные в пределах района или зоны нефтегазонакопления. Локальные НГК – толщи пород, продуктивные лишь в пределах одиночных месторождений.

В составе НГК, как правило, выделяются: нефтегазоматеринские, нефтегазопродуцирующие толщи, коллекторы и флюидоупоры (покрышки).

Примером НГК, представленного частым чередованием таких толщ, являются продуктивные отложения среднего плиоцена Апшеронского полуострова, состоящие из переслаивающихся глин и

песчаников. В ряде случаев породы-коллекторы заключены в слабопроницаемые породы, которые на определенных этапах развития продуцировали нефть, а затем стали выполнять роль покрышек. Примером этого может служить баженовская свита верхней юры Западной Сибири. Нефтепродуцирующей толщей в последней являлись битуминозные листоватые глинистые отложения с тонкими прослоями, линзочками или присыпками алевролитистых, кремнистых и карбонатных разностей пород. Высокое содержание УВ, благоприятные геохимические и палеотектонические условия вызвали процессы генерации нефти, которая накапливалась в микротрещинах и по плоскости наслоения.

К нефтегазоматеринским и нефтегазопродуцирующим породам относят нередко только пелитовые (глинистые) отложения. Однако процессы нефтеобразования могут протекать также и в карбонатных отложениях. Правильнее рассматривать в качестве нефтепродуцирующей толщи не некие однородные отложения (глинистые или карбонатные), а литолого-фациальный комплекс отложений, в строении которых могут участвовать породы различного литологического состава.

Общими диагностическими признаками нефтегазоматеринских отложений являются: 1) накопление в субаквальной среде с анаэробной обстановкой; 2) накопление на фоне относительно устойчивого погружения бассейна седиментации в течение рассматриваемого отрезка геологического времени; 3) наличие в этих отложениях признаков возникновения и развития процессов нефтегазообразования, что может проявляться в относительно повышенном содержании УВ нефтяного ряда в битумной части ОВ, содержащегося в породах.

Коллекторы нефти и газа являются одной из составных частей региональных НГК. Это горные породы, способные вмещать и отдавать нефть и газ при разработке их залежей.

По литологическому составу коллекторы подразделяются на четыре группы: 1) песчано-алевролитовые, 2) карбонатные, 3) глинистые, 4) кристаллические и метаморфические (трещиноватые).

Наиболее распространены коллекторы первых двух групп. Так, с песчано-алевролитовыми коллекторами мелового возраста связаны



известные местоскопления в Западной Сибири (Самотлорское, Уренгойское, Медвежье, Губкинское и др.), юрского и мелового возраста Туранской плиты (Газлинское, Жетыбайское, Узеньское, Шатлыкское и др.). С песчано-алевролитовыми и карбонатными коллекторами девона, карбона и перми связаны местоскопления нефти и газа в Урало-Поволжье и Республики Коми (Ромашкинское, Оренбургское, Кулешовское, Арланское, Усинское, Пашнинское, Возейское и др.). Глинистый тип коллектора обнаружен в баженовской свите ( $J_3$ ) Западной Сибири.

Реже находятся залежи УВ в магматических и метаморфических породах. Например, выявлены залежи нефти в серпентинитах (Литтон-Спрингс, США; Бакурао, Куба), в зоне выветривания гранитов (Панхедл, США) и гранитогнейсовых пород (Ауджила, Ливия), в выветренной части кристаллических пород в Шаимском районе Западной Сибири.

Коллекторы могут быть подразделены на шесть классов, различающихся по проницаемости и пористости. В I и II классы входят коллекторы с проницаемостью, соответственно, более 1 и 0.5-0.1 мкм<sup>2</sup> и имеющие высокую эффективную пористость (в песчаниках 16-20% в алевролитах 21-29%).

Хорошими коллекторами считаются песчаники и алевролиты, имеющие пористость 15-26% и проницаемость 0.1-0.5 мкм<sup>2</sup> (III класс). Для коллекторов с пониженными и низкими свойствами (IV и V классы) значения пористости находятся в пределах 0.5-20.5% и проницаемости 0.1-0.01 мкм<sup>2</sup> и 0.01-0.001 мкм<sup>2</sup>. Породы с проницаемостью ниже 0.001 мкм<sup>2</sup> (< 1мД) не имеют промышленного значения (VI класс).

Карбонатные коллекторы в зависимости от структуры и генезиса пустот и факторов, влияющих на емкость и фильтрационные свойства пород, подразделяются на три большие группы: межзерновые, межагрегатные и смешанные. Внутри группы межзерновых коллекторов выделение типов произведено по составу вещества, заполняющего межзерновые пространства и степени заполнения. Группа межагрегатных коллекторов подразделена на две подгруппы: порово-каверновые и трещинные коллекторы. Среди порово-каверновых коллекторов выделяются коллекторы с

первичной и вторичной пористостью, а также образующиеся в результате кислотной обработки скважин. В подгруппе трещинных коллекторов выделяется семь типов коллекторов, разделяющихся по генезису.

Формирование и сохранность скоплений нефти и газа в коллекторах возможны лишь при наличии над коллекторами слабопроницаемых или практически непроницаемых пород, называемых покрышками. Это породы, которые при существующих в земной коре перепадах давлений между пластами способны удержать нефть и газ в коллекторе. Основное свойство покрышек – их экранирующая и удерживающая способность. Мощность покрышек не является определяющим показателем при характеристике их удерживающих свойств. В различных районах и на разных глубинах минимальные мощности слабопроницаемых пород, удерживающих залежь, отличаются и зависят от литологического состава, строения покрышек и физических свойств слагающих их пород.

Сохранность скоплений углеводородов зависит от коэффициента расслоенности, представляющего собой отношение мощности расслаивающих покрышку проницаемых пород к суммарной мощности всей покрышки.

Наиболее надежными являются соленосные и глинистые покрышки. Покрышками могут служить мергели, глинистые и окремненные известняки, глинистые сланцы, плотные аргиллиты, гипсы. Однако указанные разности могут быть трещиноватыми, и тогда они теряют свои удерживающие свойства и становятся коллекторами.

Существует закономерная связь нефтегазоносности с геоструктурными объектами [Губкин, 1975; Теоретические основы и методы..., 1987; Буялов и др., 1990; Бурлин и др., 1991].

На платформах выделяются щиты, плиты, сегменты, выступы складчатого фундамента, мегаантеклизы и антеклизы, мегасинеклизы и синеклизы, сводовые поднятия, внутриплатформенные впадины, мегавалы, авлакогены, краевые мегасинеклизы (области перикратонных опусканий), региональные моноклинали, валоподобные поднятия, прогибы.

Характеристика всех этих геоструктурных элементов обобщена в таблице 4.1.

**Таблица 4.1**

**Геоструктурные элементы платформ**

<b>Название</b>	<b>Характеристика</b>
<i>Щиты</i>	Обширные области поднятий крупных массивов складчатого фундамента в пределах платформ, характеризующиеся относительной устойчивостью с тенденцией к развитию преимущественно восходящих колебательных движений в течение нескольких геологических периодов и отсутствием коренных осадочных образований платформенного покрова. <u>Примеры щитов:</u> <b>Балтийский, Украинский, Анабарский, Алданский, Канадский, Аравийский, Индийский.</b>
<i>Плиты</i>	Обширные области платформ, в пределах которых складчатый фундамент погружен на различные глубины и перекрыт нормальными осадочными образованиями платформенного покрова. <u>Примеры плит:</u> <b>Туранская, Скифская, Западно-Сибирская</b>
<i>Сегменты</i>	Части плит – крупные территории, разделенные глубинными разломами, значительно отличающиеся по геотектоническому режиму развития и типу слагающих их геоструктурных элементов меньшего порядка. <u>Примеры сегментов</u> на Туранской плите: <b>Кызылкумский, Мургабско-Амударьинский, Мангышлак-Карабо-газ-Каракумский, Туркменский</b>

Название	Характеристика
<i>Выступы фундамента</i>	<p>Области поднятых крупных массивов складчатого кристаллического фундамента в пределах платформенной плиты, на территории которых кристаллические породами местами выходят на дневную поверхность. Геотектонический режим развития выступов характеризуется чередованием нисходящих и восходящих движений с преобладанием последних при сравнительно небольших амплитудах и скоростях движений.</p> <p><u>Примеры выступов:</u> <b><i>Воронежский на Восточно-Европейской платформе; Озарк и Льяно на Северо-Американской платформе.</i></b></p>
<i>Мегаантекклизы и антекклизы</i>	<p>Обширные территории платформ обычно изометрических очертаний измеряемые тысячами и километров в поперечном размере и представляющие совокупность крупных структурных элементов (сводовых поднятий и впадин). <u>Примеры мегаантеклиз и антеклиз:</u> <b><i>Волго-Уральская (Восточно-Европейская платформа), Непско-Ботубинская и Байкитская (Сибирская платформа).</i></b></p>
<i>Мегасинекклизы и синекклизы</i>	<p>Обширные территории платформ более или менее изометрических форм с поперечными размерами в тысячи километров и представляющие совокупность крупных структурных элементов (сводовых поднятий и впадин). <u>Примеры синеклиз:</u> <b><i>Среднерусская (Московская), Украинская на Восточно-Европейской платформе; Тунгуская и</i></b></p>

Название	Характеристика
	<i>Виллюйская на Сибирской платформе; Парижская и Аквитанская на Западно-Европейской эпипалеозойской платформе.</i>
<i>Сводовые поднятия</i>	Крупные положительные структурные элементы антиклинального строения с приподнятым залеганием складчатого фундамента под платформенным покровом. <u>Примеры сводовых поднятий:</u> <i>Белорусское, Токмовское, Котельничское, Башкирское, Татарское (Восточно-Европейская платформа); Ставропольское (эпипалеозойская платформа юга России); Нижневартовское, Сургутское, Тазовское (эпипалеозойская платформа Западной Сибири).</i>
<i>Внутриплатформенные впадины</i>	Крупные отрицательные структурные элементы синклинального строения, в пределах которых складчатый фундамент погружен на более значительную глубину по сравнению со сводовыми поднятиями. Геотектонический режим их развития отличается тенденцией к погружению. <u>Примеры впадин:</u> <i>Среднерусская, Саратово-Рязанская, Мелекесская (Восточно-Европейская платформа); Ханты-Мансийская, Юганская, Надымская, Нюрольская, Усть-Тымская, Усть-Енисейская (эпипалеозойская платформа Западной Сибири); Мичиганская, Додж-Сити (Северо-Американская платформа).</i>
<i>Мегавалы</i>	Области развития крупных линейных

Название	Характеристика
	форм валоподобных поднятий, простирающихся на несколько сотен километров при ширине от нескольких десятков до сотен километров. <u>Примеры мегавалов:</u> <b>Северо-Сосьвинский, Северо-Ямальский, Нижнепурский (Уренгойский), Часельский, Пудинский, Пайдугинский (эпипалеозойская платформа Западной Сибири); погребенные кряжи Немаха, Эбилин (Северо-Американская платформа).</b>
<i>Авлакогены</i>	Линейно вытянутые области прогибания складчатого фундамента грабенообразного происхождения протяженностью в несколько сотен километров при ширине от нескольких десятков до сотен километров. Примеры авлакогенов: Днепрово-Донецкий, Рязано-Саратовский ( <b>Восточно-Европейская платформа</b> ); <b>Рейнский (Западно-европейская эпипалеозойская платформа).</b>
<i>Краевые мегасинеклизы</i>	Обширные размерами в тысячи километров окраинные территории значительного прогибания платформ обычно изометрических очертаний. В их пределах складчатый фундамент погружен на значительно большую глубину по сравнению с остальными областями платформы. <u>Примеры краевых мегасинеклиз:</u> <b>Прикаспийская (Восточно-Европейская платформа); Примексиканская (Северо-Американская платформа).</b>

<b>Название</b>	<b>Характеристика</b>
<i>Региональные моноклинали</i>	Области пологого моноклиналичного залегания слоев на платформах, обычно нарушенные дополнительными изгибами (флексурами, структурными террасами и т.п.)
<i>Валоподобные поднятия</i>	Узкие вытянутые зоны региональных, весьма пологих поднятий антиклинального строения, состоящие из ряда локальных структур и осложняющие строение крупных структурных элементов платформ (сводовых поднятий, впадин, авлакогенов и др.). Размеры валоподобных поднятий колеблются в широких пределах, достигая 300-350 км в длину и 30-40 км в ширину.
<i>Прогибы</i>	Вытянутые обычно вдоль валоподобных поднятий унаследованные и инверсионные зоны региональных погружений.

На складчатых и переходных территориях выделяются следующие структурные элементы: складчатые системы, геосинклинали, мегаантиклинории, мегасинклинории, антиклинории, синклинории, срединные массивы, межгорные (внутригеосинклиналичные) впадины, передовые предгорные прогибы, краевые шовные зоны, зоны глубинных разломов. Их характеристика представлена в таблице 4.2.

**Таблица 4.2**

**Геоструктурные элементы складчатых и переходных территорий**

<b>Название</b>	<b>Характеристика</b>
<i>Складчатые системы</i>	Совокупность складчатых сооружений, связанных общностью геологической истории образования

Название	Характеристика
	и развития ( <i>Урал, Альпы, Кавказ, Карпаты, Кордильеры, Анды</i> ). Они дифференцируются по возрасту складчатости (каледонская, герцинская, мезозойская и т.д.)
<i>Геосинклинали и геоантиклинали</i>	Крупные линейно вытянутые области интенсивного и длительного прогибания (геосинклинали) или поднятия (геоантиклинали) в течение определенных этапов развития тектогенеза в пределах геосинклинальных областей. Их длина – сотни, ширина – десятки километров
<i>Мегаантиклинории</i>	Горно-складчатые сооружения, состоящие из нескольких антиклинориев и синклинориев, сгруппированных так, что в центральной части системы на дневную поверхность выходят наиболее древние отложения.
<i>Мегасинклинории</i>	Горно-складчатые сооружения, состоящие из нескольких синклинориев и антиклинориев, в центральной части системы развиты более молодые отложения.
<i>Антиклинории</i>	Крупные, до сотен километров длиной и десятки километров шириной, системы складок, имеющие антиклинальное строение <u>Примеры:</u> <i>крупные хребты Кавказа, Тянь-Шаня.</i>



Название	Характеристика
<i>Синклинории</i>	Крупные, соразмерные с антиклинориями системы складок, в целом имеющие синклинальное строение. <u>Примеры синклинорий:</u> <b><i>Залаирский на Урале; Чигуро-Дибрарский на Кавказе.</i></b>
<i>Срединные массивы</i>	Области ранней консолидации в пределах геосинклинальных территорий, возникшие в конце более ранних циклов геосинклинального развития. Имеют дислоцированный складчатый фундамент и менее дислоцированный осадочный чехол. Форма округлая, овальная. Размеры – сотни километров. <u>Примеры массивов:</u> <b><i>Центрально-Иранский, Анатолийский</i></b>
<i>Межгорные впадины</i>	Области относительного прогибания внутри горных складчатых сооружений, образованные в более поздние стадии их развития и заполненные более молодыми отложениями. Нередко формируются на месте срединных массивов. <u>Примеры впадин:</u> <b><i>Ферганская, Прикуринская, Рионская.</i></b>
<i>Передовые предгорные прогибы</i>	Линейно вытянутые территории регионального прогибания, расположенные между платформой и складчатой областью. Для предгорных прогибов характерно

Название	Характеристика
	асимметричное строение, с наличием крутого крыла, примыкающего к складчатой системе, и пологого – к платформенной. <u>Примеры предгорных прогибов:</u> <b><i>Предуральский, Предкавказский, Предкарпатский, Предаппалачский.</i></b>
<i>Краевые шовные зоны</i>	Линейно вытянутые области сочленения платформ со складчатой системой по зонам глубинных разломов при отсутствии предгорного прогиба. <u>Примеры</u> – <b><i>краевые швы между норвежскими каледонидами и Балтийским щитом, между Салаиро-Саянскими каледонидами и Сибирской платформой</i></b>
<i>Зоны глубинных разломов</i>	Области регионального развития разрывных нарушений глубинного происхождения, характеризующиеся большой протяженностью, большими глубинами заложения и многофазностью развития

Нефтегазоносность отдельных литолого-стратиграфических подразделений, в том числе региональных НГК в пределах геоструктурных элементов зависит от направленности тектонического развития тектонического режима в рассматриваемый период геологического времени.

К региональным литологическим и стратиграфическим элементам относятся зоны регионального замещения коллекторов неколлекторами; зоны регионального выклинивания коллекторов; зоны песчаных образований вдоль прибрежных районов палеоморей: (русловые образования палеорек, прибрежно-дельтовые образования, песчаные валы (бары); зоны регионального срезания и несогласного перекрытия коллекторов неколлекторами; зоны выклинивания и несогласного перекрытия коллекторов неколлекторами (в том числе рядом с выступами фундамента). Эти литологические и стратиграфические элементы контролируются геоструктурными элементами первого-третьего порядка (охарактеризованных в таблицах 1 и 2) на платформах, складчатых и переходных территориях.

Кроме литологических и стратиграфических элементов выделяют также литолого-стратиграфические элементы, в формировании которых в равной степени участвуют и литологический, и стратиграфический факторы. Причем различают литолого-стратиграфические элементы, 1) связанные с региональным выклиниванием и стратиграфическим срезанием коллекторов на склонах платформ и бортах впадин; 2) связанные с региональным выклиниванием вблизи эродированных выступов кристаллического фундамента. Такие элементы развиты, например на Татарском, Башкирском, Оренбургском сводах, бортовых частях Прикаспийской мегасинеклизы, на эпигерцинской платформе юга европейской части России и на Западно-Сибирской эпипалеозойской платформе.

Локальные литологические и стратиграфические элементы включают участки выклинивания коллекторов, участки замещения коллекторов неколлекторами, участки песчаных образований палеорек, баров и т.п., участки стратиграфических несогласий на антиклиналях и моноклиналях, участки выклинивания коллекторов, несогласно перекрытых неколлекторами, участки литолого (или стратиграфо)-дизъюнктивных экранов. Они связаны с геоструктурными элементами четвертого порядка, к которым на платформах относятся антиклинали и купола простого и нарушенного строения, солянокупольные структуры, рифовые массивы, эрозионные палеоостанцы, антиклинали, осложненные

выступами кристаллических пород, структурные носы, флексуры, моноклинали, осложненные нарушениями. В складчатых и переходных территориях это антиклинали нарушенные и сильно нарушенные, осложненные солянокупольной тектоникой, диаперизмом, грязевым вулканизмом, рифовые массивы.

Залежи литологически экранированного типа связаны с участками выклинивания и замещения коллекторов, формирующихся в прибрежно-морских условиях; с моноклиналями, структурными носами или антиклиналями, с их периклинальными и крыльевыми участками.

Среди локальных элементов стратиграфического типа, с которыми связаны местоскопления и залежи нефти и газа, выделяются локальные участки стратиграфических несогласий: 1) на антиклиналях и куполах и 2) вблизи погребенных выступов палеорельефа. Примером объектов первой группы являются месторождения Ахтырско-Бугундырское в Красноярском крае и Казанбулаг в Азербайджане. Здесь многие нефтяные залежи приурочены к моноклинально залегающим отложениям палеоценового возраста под поверхностью несогласия. Коллекторами служат пески, песчаники, алевролиты. На Казанбулаге нефтяная залежь установлена в песчаниках эоценовых отложений в юго-восточной периклинальной части складки, осложненной разрывом, а также под поверхностью несогласия, перекрытой глинистыми отложениями майкопской свиты.

Литолого-стратиграфические элементы представлены локальными участками выклинивания коллекторов, несогласно перекрытых неколлекторами. Например, на месторождении Дели в США. Нефтяная залежь разведана на моноклинали в толще выклинивающихся песчаников мелового возраста, перекрытых над поверхностью несогласия непроницаемыми отложениями эоценового возраста.

Литолого-дизъюнктивные и стратиграфо-дизъюнктивные экраны контролируют, например залежи на месторождении Силигсон в США, часто приуроченные к выклинивающимся и нарушенным сбросом песчаникам эоценового возраста или на месторождении Лоун-Стар-Консолидейтед в США, где

продуктивные песчаники латерально экранированы поверхностью несогласия и разрыва.

Прогнозирование нефтегазоносности недр и выбор направлений поисково-разведочных работ на нефть и газ выполняются на основе нефтегазгеологического районирования территории [10, 13, 15-17]. Под ним понимается расчленение исследуемой территории на отдельные части по степени сходства и различия геотектонического строения, а также состава слагающих их формаций. Иерархия такого расчленения подчиняется следующей схеме (таблица 4.3).

Нефтегазоносный бассейн – это область устойчивого и длительного погружения земной коры, в процессе которого формируются осадочные породы, состав, строение, литогенез и условия залегания которых обуславливают образование, накопление и сохранность скоплений нефти и газа.

Нефтегазоносная провинция – геологическая провинция, сложенная совокупностью различных геоструктурных элементов, характеризующихся общностью геологической истории формирования и развития, в том числе общностью стратиграфического диапазона региональной нефтегазоносности.

Нефтегазоносная область (НГО) – территория, приуроченная к крупному геоструктурному элементу, характеризующемуся общностью геологического строения и геологической истории развития.

На платформах НГО соответствуют следующим геоструктурным элементам:

- сводовые поднятия (например, Татарский свод на Восточно-Европейской платформе и Сургутский свод на Западно-Сибирской эпипалеозойской платформе);

- ассоциации мегавалов и кряжей (например, Нижнепурский, Пыль-Карминский, Северо-Ямальский, Васюганский, Пудинский, Пайдугинский, Северо-Сосьвинский мегавалы в Западной Сибири; кряжи Немаха, Амарильо на Северо-Американской платформе; мегавалы Амгит-Хасси-Мессауд, Джебель, Алан-Тильрент – на Африканской платформе);

- авлакогены (крупные рифты и грабены) (например, Днепровско-Донецкая впадина на Восточно-Европейской платформе; Рейнский

грабен – на Западно-Европейской эпипалеозойской платформе; Суэцкий грабен – на Африканской платформе; рифты континентального шельфа северо-западной Европы – Северное море, шельф у Британских островов и Нидерландов);

- региональные моноклинали (склоны платформ) (например, на юго-восточном слоне Русской плиты, где на фоне общего регионального погружения (региональной моноклинали) выделяется ряд валов, простираение которых совпадает с простираением граничащего на востоке Предуральяского прогиба);

- внутриплатформенные впадины (например, Печорская на Восточно-Европейской платформе; Ханты-Мансийская, Нюрольская, Юганская на Западно-Сибирской платформе).

**Таблица 4.3.**

**Иерархия нефтегазогеологического районирования**

<i><b>Нефтегазоносные территории (нефтегазоносные бассейны)</b></i>	
<i><b>Складчатые (нефтегазоносный пояс)</b></i>	<i><b>Платформенные (ассоциация нефтегазоносных провинций)</b></i>
<i><b>Нефтегазоносная провинция</b></i>	
<i><b>Нефтегазоносная область (НГО)</b></i>	<i><b>Нефтегазоносный район (НГР)</b></i>
<i><b>Месторождение углеводородов</b></i>	<i><b>Зона нефтегазонакопления</b></i>

В складчатых и переходных территориях НГО связаны со следующими геоструктурными элементами:

- мегаантиклинали (например, Байрам-Кугитанская мегаантиклиналь в Таджикистане);
- рифтовые системы (например, Трейт-Велли, Вентура-Санта-Барбара, Лос-Анджелес – Береговые хребты палеозойской складчатости зоны Кордильер в Северной Америке);
- межгорные впадины (например, Западно-Туркменская, Ферганская и Западно-Таджикская впадины в Средней Азии; Венская, Паннонская и Трансильванская впадины в Западной Европе; Бирманская впадина и впадина Индонезийских островов в Юго-Восточной Азии; впадины Калифорнии и Скалистых гор в Северной Америке; впадины Западной Венесуэлы, Колумбии, Эквадора и Перу в Южной Америке);
- наложенные и поперечные прогибы (например, впадина акватории Каспия);
- мегасинклинали (например, Сурхандарьинская, Вахшская и Кулябская мегасинклинали в Таджикистане);
- срединные массивы (например, Центрально-Иранский массив).

Нефтегазоносный район – это часть нефтегазоносной области, объединяющая ту или иную ассоциацию зон нефтегазонакопления, выделяющаяся по геоструктурному или географическому признакам.

Зона нефтегазонакопления – это совокупность смежных сходных по геологическому строению месторождений нефти и газа, приуроченных в целом к единой группе генетически связанных между собой ловушек структурного или литолого-стратиграфического типов. Примерами структурного класса зон являются Уренгойская, Ромашкинская, Самотлорская зоны; зона нефтегазонакопления формации справери на восточном борту Мидленд (США), зоны нефтегазонакопления барьерных образований в Башкирском Приуралье, в Альбертской впадине Канады, зоны нефтегазонакопления в атоллах Пермской впадины США, в краевой части Примексиканской впадины в Мексике.

К богатейшим зонам литологического класса относится, например, зона Пембина на склоне Канадского щита.

Зоны нефтегазонакопления, приуроченные к песчаным образованиям вдоль прибрежных частей палеоморей, подразделяют на два типа: 1) приуроченные к погребенным прибрежным песчаным валоподобным образованиям – барам; 2) приуроченные к погребенным песчаным прибрежно-дельтовым образованиям палеорек. Первый тип, например, характерен для США, Восточной Сибири. Второй тип, например, представлен в Майкопском районе, в Тимано-Печорской провинции.

Зоны нефтегазонакопления включают одно или несколько месторождений нефти и газа.

Месторождение – это ассоциация залежей, приуроченных к одной или нескольким ловушкам, расположенным на одной локальной площади. Месторождения подразделяются на классы и группы по генетическим признакам. Выделяют 7 типов (по генезису структурных элементов) и 16 классов в них (по строению структурных элементов, представляющих месторождения) – таблица 4.4

По условиям образования локальные структуры, с которыми связаны ловушки нефти и газа, подразделяются на три класса: первично-тектонические, вторично-тектонические и атектонические.

Первично-тектонические структуры связаны 1) с тектоническими движениями фундамента: блоковыми, разломными (приразломными, надразломными и межразломными), пликативными – безразломными; 2) с тектоническими движениями осадочного чехла: разрывными, пликативными; 3) с внедрением магмы: магматическими диапирами складками выдавливания.

Вторично-тектонические структуры связаны с движениями пластических масс (складки выжимания): 1) течениями пластических терригенных пород (грязевой вулканизм); течениями хемогенных пород (соляные купола, соляные диапиры); 2) с движениями непластических масс (складки оползания): обусловленными тектоническими уклонами; обусловленными механическими воздействиями.

К атектоническим структурам относятся: 1) метаморфогенные; 2) седиментационные: связанные с рифовыми массивами; 3) связанные с уплотнением пород; 3) эрозионные: связанные с эрозионными



выступами фундамента и с эрозионными останцами осадочного чехла; 4) диагенетические (связанные с разбуханием, дегидратацией и т.п.); 5) поверхностные: связанные с гляциодислокациями, со складками выпирания.

Месторождения состоят из одной или нескольких залежей. Залежь – это естественное локальное единичное скопление УВ в одном или группе пластов, контролируемое единым (общим) ВНК или ГВК. Как зоны нефтегазонакопления и месторождения, залежи подразделяются на структурный, рифогенный, литологический, стратиграфический и литолого-стратиграфический классы.

Представленная система скоплений УВ служит теоретической основой при прогнозировании нефтегазоносности недр, выборе направлений и проведении поисково-разведочных работ на нефть и газ. Эта система определяет и основные критерии прогнозирования нефтегазоносности недр.

Важнейшая роль принадлежит палеотектоническим критериям [Теоретические основы...]. На основе палеотектонических исследований выявляются закономерности:

- 1) пространственного размещения крупных геоструктурных элементов, с которыми могут быть связаны области генерации и аккумуляции УВ;
- 2) изменения во времени и пространстве литолого-фациальных и термодинамических условий накопления осадков в разных частях бассейна;
- 3) формирования различных типов структурных и неструктурных ловушек в разрезе литосферы;
- 4) изменения направлений региональной миграции УВ в пространстве и во времени в тесной связи с палеогидрогеологическими условиями;
- 5) распределения во времени и пространстве этапов активизации процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления или перераспределения и разрушения скоплений нефти и газа.

К структурным критериям относятся:

1) региональные геоструктурные элементы, благоприятные для размещения в их пределах различных генетических типов зон нефтегазонакопления;

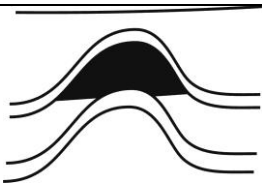
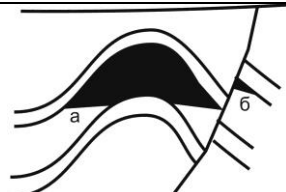
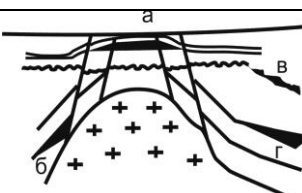


2) структурные условия, благоприятные для формирования зон нефтегазонакопления литологического и литолого-стратиграфического классов, связанных с выклиниванием коллекторов или замещением проницаемых пород непроницаемыми по восстанию пластов на склонах и периклинальных погружениях сводовых поднятий, мегавалов, на бортах региональных впадин и авлакогенов.


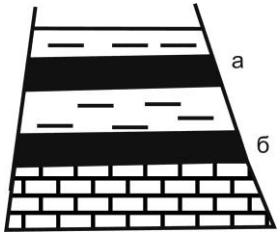
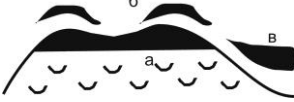
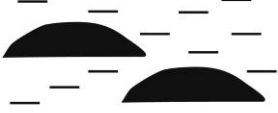
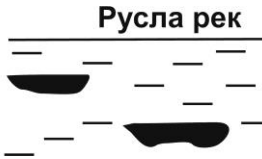
Важно учитывать время заложения региональных структурных ловушек и условия сохранности структурной замкнутости региональных и локальных ловушек в последующие геологические эпохи.

Другим не менее важным классом критериев являются палеогеографические критерии [Теоретические основы и методы...]. Регионально НГК в НГП всех континентов представлены терригенными и карбонатными образованиями, накапливающимися в различных фациальных условиях (морских, переходных, реже континентальных). Однако для большинства регионально нефтегазоносных комплексов характерно накопление в водной (субаквальной) среде с анаэробной геохимической обстановкой на фоне относительно устойчивого прогибания бассейна седиментации. Однако встречаются регионально нефтегазоносные комплексы, генетически связанные с угленосными отложениями континентального происхождения, с погребенными песчаными образованиями типа бар или дельт палеорек.

Таблица 4.4.

## Типизация месторождений нефти и (или) газа

Тип	Класс и ловушки	Схематический вид
голоморфного	1.линейных антиклиналей и брахиантиклиналей, не нарушенных разрывами со сводовыми ловушками	
	2.линейных антиклиналей и брахиантиклиналей, осложненных разрывами с а) сводовыми и б) экранированными по разрыву ловушками	
диапиризма	3.непрорванных соляных куполов с ловушками а) сводовыми (часто разбитыми на блоки), б) по разрыву, в) по поверхности несогласия и г) выклинивающимися	
	4.закрытых диапиров: показанные для 3 класса ловушки экранирования: по разрыву, по поверхности несогласия, выклинивающиеся, сводовые, а также ядром диапира (на схеме показан только этот новый элемент)	
	5. открытых диапиров, сходен с 4 классом, на схеме показан только открытый диапир и ловушка, им экранированная	

Тип	Класс и ловушки	Схематический вид
отраженного	6. куполов, антилиналей и брахиантиклиналей платформенного типа (пологих структур и флексур) – ловушки: сводовые (иногда разбитые на блоки), экранирования, по поверхности несогласия, выклинивающиеся, седиментационные линзы 7. платформенных синклиналей – ловушки: синклинальные изгибы	<b>Синклиналь</b> 
разрывообразования	8. приразрывных моноклинальных участков и складок – ловушки: экранированные по разрыву, сводовые; 9. приразрывных трещиноватых участков – ловушки: линзы тектонической трещиноватости; 10. горсты – ловушки: а) пластовые тектонически экранированные, б) массивные тектонически экранированные:	<b>Горст</b> 
риф	11. рифовых массивов с ловушками в а) биогенных выступах; б) сводах; в) выклинивающих зонах	
седиментогенные	12. участков выклинивания на моноклинали с ловушками в: а) выклинивающих участках; б) седиментационных линзах; 13. локальных песчаных скоплений: баров, русел рек, клиноформ – ловушки в седиментационных линзах	<b>Бары</b>  <b>Русла рек</b> 

Тип	Класс и ловушки	Схематический вид
эрозионно-денудационные	14.погребенных возвышенностей палеорельефа с ловушками в: а) эрозионных выступах, б) сводах	<p>Эрозионный выступ</p> 
	15.моноклиналей, срезанных поверхностью углового несогласия – ловушки: а) экранирования по поверхности несогласия; б) выклинивающиеся	
	16.участков распространения трещин и каверн под поверхностью разрыва – ловушки – в линзах выветривания	

Литолого-фациальные и геохимические критерии определяют прежде всего вещественный состав осадочных пород и геохимическую обстановку накопления и последующего преобразования захороняемого в осадке исходного органического вещества и формирование возможно нефтегазоматеринских комплексов отложений в различных частях бассейна седиментации.

Согласно современным представлениям общими характерными особенностями потенциально нефтематеринских пород являются:

- накопление их в субаквальной среде с анаэробной геохимической обстановкой;
- повышенное содержание в них органического вещества в основном сапропелевой или гумусово-сапропелевой природы;
- определенная степень превращения (метаморфизма) органического вещества от позднебуроугольной до ранне- и среднекаменноугольных стадий (ПКЗ – МК4);
- повышенное содержание в составе рассеянного органического вещества битумоидов и углеводородов нефтяного ряда;
- региональная приуроченность к данному комплексу отложений битумопроявлений.

Большая роль в процессах первичной и последующей миграции углеводородов в недрах, а также в формировании и сохранности их скоплений принадлежит палеогидрогеологическим факторам (палеогидрогеологические критерии) [Теоретические основы...].

Первичная миграция углеводородов обусловлена седиментационными водами. Инфильтрационные воды в основном обуславливают переформирование залежей и часто их разрушение. Одни процессы накладываются на другие, воды одного генезиса сменяются водами другого генезиса. При формировании подземных вод происходят гидрогеологические циклы, обусловленные режимом и направленностью тектонических движений. Гидрогеологический цикл начинается с погружения территории, трансгрессии моря и накопления осадков и заканчивается воздыманием, регрессией и денудацией водоносных пород в какой-либо части региона. На элизионном этапе формируются седиментационные воды и происходит элизионный водообмен. На инфильтрационном этапе формируются инфильтрационные воды, полностью или частично вытесняющие седиментационные воды. Данный этап продолжается до тех пор, пока водоносные горизонты не перекрываются более молодыми отложениями.

Основными гидрогеологическими критериями оценки региональной нефтегазоносности недр относятся условия распространения в разрезе и пространстве зон и областей затрудненного и интенсивного водообмена и гидрогеологически застойного режима, а также степень промытости инфильтрационными водами отложений отдельных структурных этажей в пространстве и во времени (геологическом). Важное значение имеет изучение состава, давления насыщения и количества растворенного газа в пластовых водах. Наличие углеводородных газов является основным показателем существования углеводородных залежей. Присутствие углекислого газа, сероводорода и азота свидетельствует о процессах разрушения нефтяных и газовых залежей. Присутствие кислорода указывает на поверхностный состав вод (отрицательный показатель нефтегазоносности). Превышение давления насыщения над

гидростатическим давлением пластовых вод считается показателем перспективности территории в газоносном отношении.

Во многих нефтегазоносных областях одним из решающих факторов формирования вертикальной (глубинной) и площадной региональной геоструктурной зональности размещения скоплений УВ, а также изменения их физических свойств в пространстве и разрезе является геотермический фактор. Например, в Украине зоны нефтенакопления с меньшими значениями температур и геотермических градиентов приурочены к внутренней зоне Предкарпатского прогиба, а зоны газонакопления с более высокими значениями температур и геотермических градиентов, приурочены к внешней зоне Предкарпатского прогиба. В Северном Предкавказье нефтяные залежи приурочены к глубинам с температурой 120-150°C, газоконденсатные – 112-130°C, газовые 35-42 и 133-138°C. Аномально высокими значениями геотермического поля на общем региональном фоне отличается Ромашкинская зона нефтегазонакопления в Волго-Уральской НГП.

Положительными критериями для оценки сохранности скоплений нефти и газа являются:

- доминирующее развитие нисходящих форм тектонических движений;
- преобладание элизионных этапов водообмена в нефтегазоносных комплексах и относительно застойный гидрогеологический режим; наличие хлоркальциевых и гидрокарбонатнонатриевых вод с высокой минерализацией и минимальным содержанием сульфатов;
- развитие региональных и локальных ловушек, не раскрывавшихся после образования в них скоплений УВ; наличие в разрезе практически газонефте непроницаемых пород-покрышек.

### **Глава 3. Геоисторические процессы развития литосферы и некоторые общие закономерности размещения месторождений углеводородов.**

Изучение закономерностей размещения нефтегазоносных территорий показывает, что их пространственно-временная

локализация объясняется своеобразным циклическим процессом, определяющим периодическую смену компенсированного и некомпенсированного осадконакопления [Эллерн, 1984]. Если первый из них завершается становлением зон прогибания, не имеющих геоморфологического выражения, то второй – формированием прогибов некомпенсированного типа (ПНТ) и компенсационных поднятий (КП), получающих отражение в рельефе. При этом оказывается, что территории нефтегазоносности в осадочных бассейнах, как правило, пространственно совпадают с ПНТ или их бортовыми зонами, отсутствуя на КП.

Образование ПНТ в осадочных бассейнах платформ и других стабильных областей земной коры связано с процессами, проявляющимися в подвижных поясах на переходной и раннеконтинентальной стадиях их развития.

Границы нефтегазоносных регионов определяются границами ПНТ и КП.

На Восточно-Европейской платформе (ВЕП) устанавливается достаточно четкая картина распределения ПНТ и КП, обусловленная активным взаимодействием платформы и окружающих ее подвижных поясов, главным образом, в течение каледонского и герцинского тектонических циклов. В результате на платформе фиксируются несколько значительных этапов, обусловивших возникновение КП.

Один из этапов приходится на период компенсации ПНТ каледонского (в основном силурийско-раннедевонского возраста) времени формирования. КП фиксируется по наличию длительного перерыва между отложениями среднего девона и более древними отложениями. При этом в районах развития каледонских ПНТ отложения среднего девона, отражающие последний этап компенсации, залегают согласно на подстилающих, что отчетливо фиксируется в пределах западной окраины ВЕП – в районах Прибалтики и Волыно-Подольской плиты и менее четко по восточной окраине платформы, так как здесь в современном плане основная часть древней каледонской системы ПНТ оказалась вовлеченной в складчатость Уральского орогена. Только на крайнем севере, по восточной окраине Тимано-Печорской плиты выявляется



различное соотношение среднедевонских и подстилающих отложений в пределах ПНТ (лемвийская фациальная зона и ее рифовое обрамление) и вне ее. Постраннедевонское КП охватывало весьма большую часть ВЕП и было наиболее обширным по территории. Это КП отделяло друг от друга комплексы осадочных пород, образованные до его возникновения, накопившиеся в связи с компенсацией ПНТ. Впоследствии оно было захоронено и преобразовано в связи с возникновением новых обстановок, способствовавших образованию ПНТ и КП.

Новые обстановки были связаны с герцинским тектоническим циклом, оказавшим значительно большее влияние на формирование ПНТ и КП на платформе, чем каледонский цикл. В это время основное значение приобрели как весьма активные восточные и частично южные окраины платформы, а ее западные окраины были пассивны. В герцинский цикл на большом протяжении от Печорского моря до Каспийского и далее на северо-запад под влиянием общего процесса эволюции осадочного бассейна сформировалось несколько систем ПНТ: Печорская, Камско-Кинельская, Нижневольская и Припятско-Донецкая, начавшие свое развитие частично еще в среднем девоне, но достигшие апогея в позднем девоне – раннем карбоне, как отражение завершающих процессов переходной стадии эволюции земной коры подвижных поясов – Уральского и Палеотетического, ограничивавших ВЕП с востока и юга. На границе турнейского и визейского веков эти ПНТ испытали завершающую фазу компенсации, что отразилось в возникновении на платформе крупного КП, названного Центрально-Русским [Эллерн, 1984]. Однако это поднятие было значительно меньше по размерам, чем предшествующее (рис.4.1). И это естественно, так как значительная часть КП, возникшего в конце каледонского цикла, в течение формирования герцинских ПНТ оказалось, как говорилось выше, погребенной и преобразованной. Вместе с тем КП, образовавшиеся в конце турне- начале визе сместились на запад и перекрыло практически всю территорию древней каледонской системы ПНТ [Эллерн, 1984].

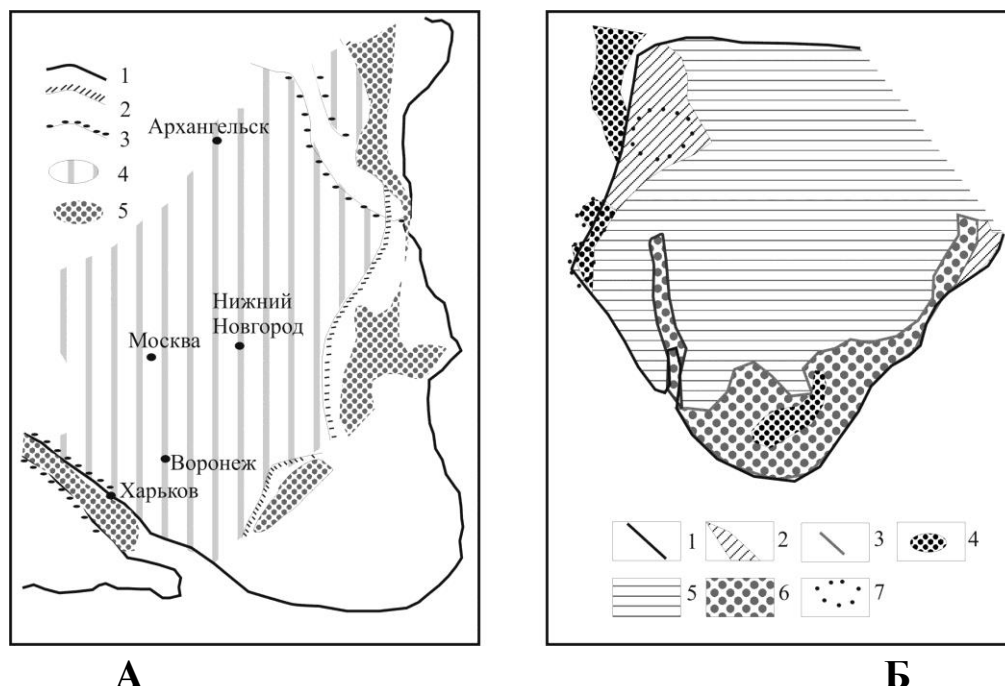


Рис. 4.1. Схематический пример размещения ПНТ и КП на Восточно-Европейской платформе.

*А: 1. Границы складчатых обрамлений.*

*2. Внешние уступы ПНТ девонско-раннекаменноугольного возраста.*

*3. Некоторые тектонические структуры.*

*4. Центрально-Русское КП.*

*5. Нефтегазоносные территории.*

*Б. 1 – границы Восточно-Европейской платформы;*

*2 – контуры ПНТ каледонского тектонического цикла;*

*3 – контуры ПНТ герцинского тектонического цикла;*

*4 – контуры ПНТ раннекиммерийского тектонического цикла;*

*5 – современное компенсационное поднятие;*

*6 – главный пояс нефтеносности платформы;*

*7 – контуры участков ПНТ каледонского цикла, не разрушенные после захоронения ПНТ герцинского цикла.*

Следующий этап в образовании КП приходится на конец ранней перми и в связи с возникновением раннепермских ПНТ вдоль юго-востока ВЕП, которые простирались, возможно, от северных окраин Большого Донбасса через Прикаспийскую впадину на северо-восток по западной окраине Предуральского краевого прогиба. Особые условия существования этой системы ПНТ в Прикаспии и Предуралье и ограничение ее рифом бортом обусловили ее

компенсацию сначала кунгурскими эвапоритовыми образованиями, а затем и терригенными комплексами верхнепермских отложений. В результате компенсации этой системы ПНТ на территории центральной части ВЕП обозначилось новое КП, наиболее отчетливо фиксируемое по предверхнепермскому перерыву. Территориально это КП, названное Камско-Донским палеосводом [Игнатьев, 1976], совпадает с рассмотренным выше раннекаменноугольным поднятием, намеченным еще М.С.Швецовым [Швецов, 1954], но местами перекрывает систему девонско-раннекарбоновых прогибов некомпенсированного типа.

Завершающим явилось возникновение КП в раннекиммерийское время на западной и восточной окраинах ВЕП. Возникновение этих КП было обусловлено образовавшимися в цехштейновое время на западе и в казанское время на востоке ПНТ. При этом масштабы этих прогибов были различными, поэтому и их воздействие в процессе компенсации было неодинаковым: на западе более интенсивным, на востоке – менее.

В пределах КП и ПНТ образуются различные осадочные формации и сопровождающие их полезные ископаемые. Для ПНТ характерны черносланцево-карбонатно-кремнистая (доманикоидная), карбонатная (органогенно-рифовая), терригенная ритмичнослоистая и сульфатно-галогенная формации. В зависимости от положения некомпенсированных прогибов по отношению к климатическим поясам набор формаций может меняться. Для каждой из названных формаций характерен свой набор полезных ископаемых. Главными из них являются: для доманикоидных – горючие сланцы (доманиковиты, баженовиты и другие), содержащие органическое вещество сапропелевого типа, для терригенной ритмичнослоистой – ископаемые угли (гумусовые), фосфаты, для сульфатно-галогенной – калийные соли, для органогенно-рифовой – карбонатное (химическое, цементное) сырье. Формации КП также зависимы от климатической зональности. Особенно это характерно для гумидных поясов, где широким развитием пользуется бокситоворудная формация, с которой связаны бокситы, каолиновые глины, оолитобобовые железные руды, угли.

Указанный комплекс формаций и приуроченных к ним полезных ископаемых парагенетически связан в пространстве и во времени, повторялся в истории платформ периодически, оказываясь приуроченным практически только к моменту возникновения ПНТ и КП, и определял на определенных этапах эволюцию осадочного процесса. Периодичность появления данных формаций и полезных ископаемых на платформах находилась в тесной связи с развитием подвижных поясов (геосинклиналей), граничащих с платформами.

Рассмотрим это на примере двух формаций – доманикоидной и бокситово-рудной. Формации черносланцево-карбонатно-кремнистых пород, отражающие этапы развития глубоководных бассейнов подвижных зон, характерны для начальных стадий, а бокситоворудные формации – переходных стадий их развития. На платформах образование этих формаций запаздывает во времени в сравнении с подвижными поясами. Появление черносланцево-карбонатно-кремнистых формаций, приурочено здесь к завершающим моментам переходной стадии. Бокситоворудные формации образуются в те отрезки времени, когда доманикоидные формации (в прогибах) сменяются во времени ритмичнослоистыми терригенными.

Доманиковые формации платформ оказывают значительное влияние на распределение нефтегазоносных провинций. Территории нефтегазоносных провинций ограничиваются практически внешним бортовым уступом наиболее резко выраженных некомпенсированных прогибов, вмещающим доманикоидные формации, и не распространяются, как правило, на территорию компенсационных поднятий.

Бокситы в подвижных зонах образуются на переходной стадии после становления внутренних поднятий – островных дуг, а на платформах – в связи с образованием компенсационных поднятий [Эллерн, 1976].

Примеры подобных взаимосвязей хорошо видны для структурных зон Русской плиты и Уральского подвижного пояса. В течение герцинского цикла черносланцево-карбонатно-кремнистая формация вначале оформилась в подвижном поясе в ордовик-силурийское время, а затем на переходной стадии (по мере развития

внутренних поднятий в его пределах в нижнем-среднем девоне) сместилась на платформу и достигла апогея с возникновением некомпенсированных прогибов в позднем девоне – раннем карбоне (Камско-Кинельская система некомпенсированных прогибов), за пределами внешнего бортового уступа которых сформировалось Центрально-Русское компенсационное поднятие [Эллерн, 1984]. Первая эпоха бокситообразования поэтому была связана с внутренними поднятиями Уральской подвижной зоны, возникшими в нижнем-среднем девоне (Северо-Уральские месторождения). В начале позднего девона бокситообразование сместилось на край платформы к периферии уступа некомпенсированного прогиба (Южно-Уральские месторождения), а в конце позднего девона – начале карбона переместилось на платформу [Бокситоносные формации..., 1973]. В то же время нефтегазоносные территории востока Русской плиты (Тимано-Печорская, Волго-Уральская, Прикаспийская) практически оказались ограниченными в пространстве внешними уступами некомпенсированных прогибов, смещаясь в отдельных случаях на некоторые расстояния (рис.4.2).

Подобное соотношение в распределении доманикоидных и бокситоворудных формаций прослеживается также в Западной Сибири. Известно, что по обрамлению Западно-Сибирского бассейна широко развиты мел-палеогеновые бокситы, месторождения которых полукольцом обрамляют этот бассейн с запада, юга и востока, располагаясь на востоке Среднего и Южного Урала, в Мугоджарском и Тургайском прогибе, на севере Казахстанского мелкосопника и далее прослеживаясь по юго-восточной окраине Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы, включая Енисейский кряж. Все эти месторождения формируют единую бокситоворудную формацию [Кирпаль, 1980], возникшую в пределах компенсационного поднятия, сформировавшегося за внешним бортом некомпенсированного прогиба Западно-Сибирской плиты. Этот прогиб характеризуется наличием черносланцево-кремнистой (доманикоидной) формации юрско-раннемелового возраста (баженовская свита) и перекрывающей ее ритмичнослоистой формации неокон-раннеолигоценового возраста и контролирует размещение нефтегазоносных территорий (рис.2). Следовательно,

здесь, как и на Русской плите, процессы образования доманикоидной и бокситоворудной формаций, будучи разобщены во времени и пространстве, оказались взаимосвязанными единством историко-геологического процесса развития данного сегмента земной коры на альпийском этапе.

И.О.Брод, изучая распределение нефтегазоносности на земной шаре, пришел к выводу о зависимости ее от степени прогибания и заполнения осадочным материалом тех или иных участков земной коры и приуроченности нефтегазоносных территорий к районам глубоких депрессий. Последующие исследования дополнили эту закономерность новыми условиями и представлениями. Одним из таких дополнений является представление о роли рифтогенеза в процессе нефтегазообразования и современном распространении месторождений углеводородов, которое рассматривается в качестве одного из важнейших.

Действительно, одним из широко развитых составных элементов глобальной тектонической структуры земного шара являются структуры рифтового типа. Они, как правило, образуют совокупности, выделяемые под именем рифтовых зон или систем [Милановский, 1984]. Рифтовые структуры в процессе своего развития создают предпосылки для возникновения над ними обширных осадочных чехлов со значительной мощностью отложений, а также различных зон проникновения в этот чехол прогретых флюидов [Соколов, 1984]. Однако не всегда сочетание рифтовых структур и надстроек над ними из мощной толщи осадочных пород обеспечивает значительное скопление УВ. Например, в центральном регионе Русской плиты известно несколько крупных рифтов, образовавшихся в течение нескольких этапов рифтообразования (Среднерусский, Пачелмский и др.). Они перекрыты соответствующими мощными толщами осадочных пород и в современности составляют крупную тектоническую единицу – Московскую синеклизу. Но, как известно, территория эта практически не нефтеносна. Основная нефтеносность связана с краевыми частями Русской плиты, соседствующими с синеклизой на востоке, юге и отчасти на западе. При этом на востоке и юге плиты

располагается главный пояс нефтегазоносности. Здесь также развиты системы рифтов.

Подобная пространственная локализация нефтегазоносных территорий на Восточно-Европейской платформе связана с сочетанием двух уже рассмотренных структурно-формационных элементов: рифтов и синеклиз, а также обязательным присутствием третьего структурно-формационного элемента: ПНТ [Эллерн, 1984].

Это положение подтверждается на многих молодых платформах, в регионах, где широко развиты и рифтовые системы. К их числу относятся Западно-Сибирский, Североморский регионы [Хаин, 1977].

Западно-Сибирский нефтегазоносный регион приурочен к тупиковой юго-восточной части рифтовой системы. Рифты здесь образовались преимущественно в триасовое время [Афанасьев, 1978; Сурков и др., 1984], создав довольно разветвленную сеть, осевым элементом которой является Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт. В ранне-среднеюрское время рифтовая система была сnivelирована и перекрыта комплексом отложений, сформировавшимся в условиях аллювиально-дельтовой равнины, а в позднеюрско-раннемеловое (бериас, частично валанжин и готерив) в некоторой своей части была перекрыта отложениями, образовавшимися в условиях глубоководного прогиба некомпенсированного осадочным материалом. В течение более позднего мела и кайнозоя вся система рифтов и некомпенсированный прогиб были полностью погребены и возникла крупная мегавпадина, составившая основу современной Западно-Сибирской плиты.

Основная роль рифтов заключается в том, что в зонах их развития создается повышенный тепловой поток, связанный как с кондуктивным, так и с конвективным переносом тепловой энергии [Соколов, 1984].

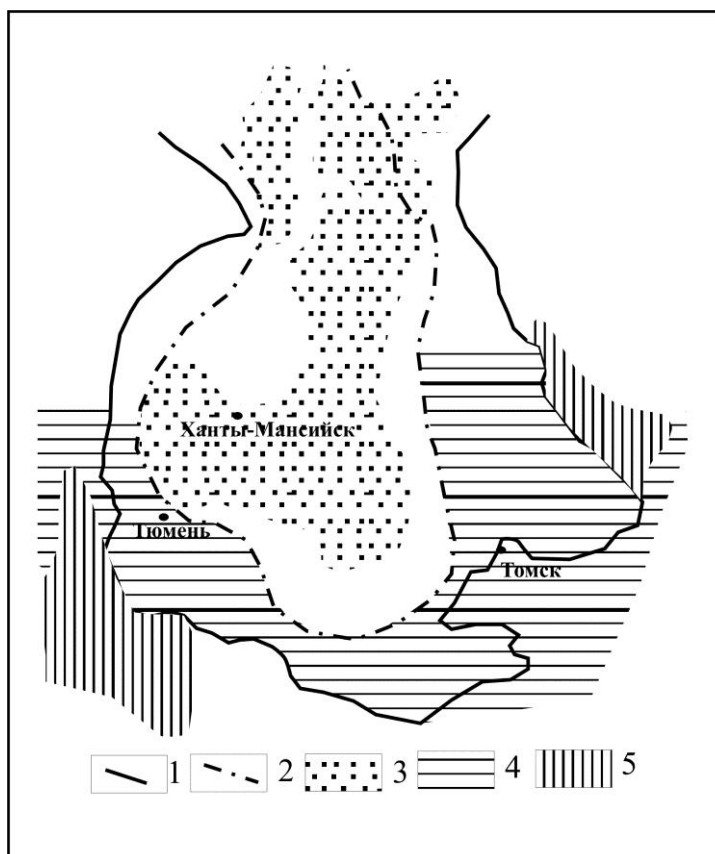


Рис.4.2. Схема размещения некомпенсированного прогиба и компенсационных поднятий на Западно-Сибирской плите.

1 – граница Западно-Сибирского седиментационного бассейна. Область развития доманикоидной формации.

2. Внешняя граница юрско-раннемелового некомпенсированного прогиба.

3 Нефтегазоносные территории.

4. Компенсационные поднятия.

5. Месторождения и залежи бокситов мел-палеогенового возраста.

Рифтовые структуры могут играть определяющую роль в формировании структурных ловушек в осадочном чехле, особенно в случае, если рифтогенез продолжается и в период становления прогибов некомпенсированного типа. Например, это характерно для Североморского нефтегазоносного региона, где большинство известных месторождений и залежей приурочено к различным типам грабеновых структур, но только к тем из них, которые пространственно располагаются в пределах территории прогиба некомпенсированного типа.



Формирование этого прогиба в данном регионе имело место несколько раньше, чем на территории Западной Сибири, в основном в киммериджское время. И поэтому ареалы нефтенакопления, концентрируясь в пределах развития рифтов (Викинг, Центральный), ограничены пространственно пределами позднеюрского некомпенсированного прогиба. К югу от границ этого прогиба распространены преимущественно ареалы газонакопления, залежи которых приурочены к отложениям нижней и верхней перми и триаса, имеющие совершенно иное происхождение (за счет метаморфизма ископаемых углей каменноугольного возраста).

Североморской регион простирается к северу, уходя в пределы Норвежского и Баренцева морей, где наблюдается трехчленное вертикальное сочленение структурно-формационных зон, как и в пределах Северного моря, что определяет высокую перспективность этих акваторий [Захаров и др., 1983].

Тесно с Североморским регионом связан нефтегазоносный регион, приуроченный к территории современной Северо-Германской впадины. Этот регион располагается юго-восточнее ареала газоносности и включает ряд нефтеносных ареалов, приуроченных к отдельным структурным элементам, осложняющим Польско-Германскую впадину [Высоцкий и др., 1981]. Для этих ареалов на территории современной впадины общим является их связь с зоной тройного вертикального сочленения. В качестве нижнего элемента этой триады здесь выступают рифтовые элементы юго-восточного окончания Североморской рифтовой зоны (грабен-рифты типа Соул-Пит, Брид-Фортис, Западно-Нидерландского) и частично Центрально-Европейской рифтовой системы (Северо-Рейнская группа грабено-рифтов), которые объединяются в единую Западно-Европейскую систему [Хаин, 1971]. Вторым элементом является структурно-формационный комплекс некомпенсированного прогиба. Однако, в отличие от Североморского региона этот прогиб возник и развивался не в позднеюрское, а в раннеюрское и среднеюрское время. Широко развитые здесь битуминозные отложения лейаса, с которыми связывается нефтематеринский потенциал Среднеевропейской платформы в целом [Тиссо Б., 1982], отражают максимальную стадию существования

некомпенсированного прогиба. Некомпенсированный прогиб и подстилающие его рифты перекрываются преимущественно отложениями позднего мезозоя – верхней юры, и мела, участвующие в формировании верхнего – третьего элемента вертикального сочленения.

Все нефтеносные ареалы в пределах региона ограничены пространственными территориями, определяемыми проекциями на уровень современной поверхности, образуемыми вертикальными пересечениями всех трех структурно-формационных зон.

Самой юго-восточной частью Польско-Германской впадины в пределах Среднеевропейской платформы, с которой связан нефтегазоносный регион, является территория, приуроченная к Судетской моноклинали и Поморско-Куявскому валу, граничившему с краевой впадиной Восточно-Европейской платформы. В пределах этой территории определяются наиболее древние системы рифтов, выделенные по данным В.Пожариского и Г.Котаньского [Пожариский и др., 1979], под именем авлакогенов позднебайкальского – каледонского – варисцийского времени формирования, на которые наложен пермский прогиб некомпенсированного типа [Вагнер и др., 1980], получивший свое максимальное развитие в страссфуртское время и, в свою очередь, перекрытый мезозойским чехлом, образовавшим восточную периклинали Польско-Германской впадины. Эта последняя полностью захоронила пермский прогиб некомпенсированного типа и захватила также периферическую часть ВЕП (Балтийская синеклиза, Белорусский массив и др. сопряженные с ними структурные элементы). Следовательно, и здесь возникла зона тройного вертикального сочленения, оказавшая решающее влияние на распределение нефтеносности. Поэтому, не случайно, что все известные месторождения углеводородов в пределах этой части Польско-Германской впадины располагаются в бортовых зонах пермского некомпенсированного прогиба, а основная продуктивная толща связана с так называемым главным доломитом страссфуртского горизонта поздней перми, наиболее благоприятные коллекторы которого располагаются в бортовых зонах некомпенсированного прогиба.

Таким образом, на территории Среднеевропейской платформы последовательно прослеживаются несколько нефтеносных регионов, каждый из которых связан со специфичной системой тройного вертикального сочленения. При этом возрастной уровень этих систем, включая все три составляющие их элемента, испытывает своеобразное «скольжение» - от более древних на юго-востоке плиты к более молодым в ее северных и северо-западных районах. И в этом направлении возрастает тектоническая активность более молодых систем рифтов, тепловой поток, через которые несравненно выше и существенно возрастает мощность осадочного чехла. Не случайно поэтому, в пределах Западной Сибири и Северного моря потенциальные (в том числе и доказанные) ресурсы нефтяных углеводородов являются наибольшими.

Приведенные данные дают основание говорить, что как представление о главнейшей роли рифтовых систем в формировании и размещении залежей нефти, так и утверждение о приуроченности зон нефтегазонакопления лишь к области интенсивного прогибания и мощного осадконакопления [Крылов и др., 1984] не могут быть приняты однозначно. Безусловно, эти два элемента тектонической структуры бассейнов очень важны, но только в сочетании не двух, а трех рассмотренных структурно-формационных зон, сменяющих друг друга во времени в течение одного тектонического цикла.

#### **Глава 4. Некоторые секвентные модели УВ-содержащих объектов**

Циклы и секвенсы могут быть выявлены в обнажениях, подповерхностных разрезах путем установления поверхностей эрозии, перерыва, пропуска слоев. Для подповерхностных разрезов эти элементы можно установить путем использования данных ГИС и сейсмоданных. Фактически концепция секвенса выросла из сейсмоки. Секвентные границы устанавливаются на основе физико-стратиграфических соотношений, а там, где есть палеонтологические наблюдения, секвенс может быть охарактеризован возрастными

рамками. Пример секвенсов, выделенных на базе ГК- диаграмм, показан на рис.4.3.

Выявление секвентных границ и трактов возможно также на основе фрактальных образов диаграмм ГИС (ГК) [Нургалиева и др., 2007].

Фрактальные образы рассчитываются на основе так называемой размерности Херста, являющейся по существу величиной обратной квадрату дисперсии. Эта величина позволяет различить стабильное и нестабильное состояния среды осадконакопления и, таким образом, является параметром, позволяющим апеллировать в разрезе к реальным изохронам.

Например, в пермских отложениях при рассмотрении исходных форм кривых ГК, можно выделить в верхней перми в общем случае по крайней мере две границы, отвечающие требованиям секвентной стратиграфии. Первая граница – это структурно-эрозионная поверхность кровли сакмарского яруса (рис.4.4), которая является нижней границей секвенса. Вторая граница отвечает пику ГК, соответствующему фазе накопления лингуловых глин, а затем терригенно-карбонатных спириферовых осадков и отвечает требованиям выделения трансгрессивной поверхности и трансгрессивного тракта (рис. 4.4). Эта граница в стратиграфическом отношении соответствует границе между уфимскими и казанскими отложениями. Выделение верхней границы секвенса по формам кривых ГК затруднительно, однако по общегеологическому описанию, эта граница скорее всего соответствует кровле пачки «подбой», представленной в значительной степени лагунными отложениями.

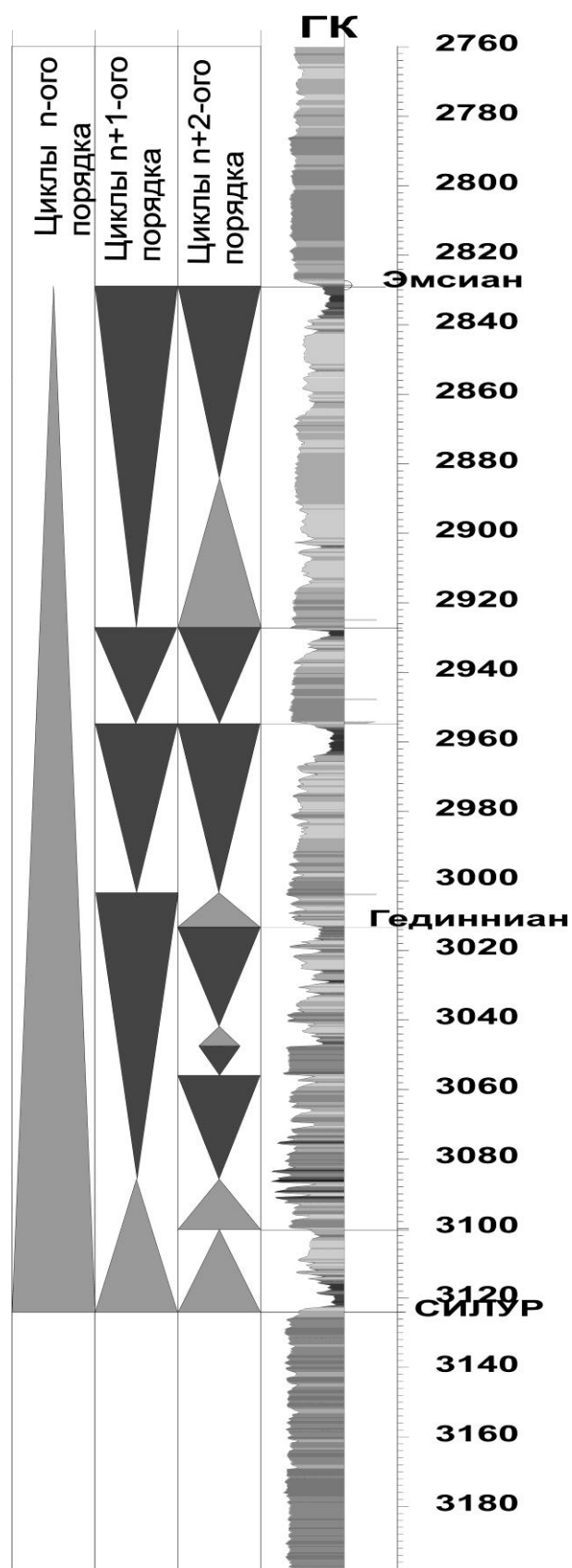


Рис.4.3. Выделение секвенсов и парасеквенсов в нефтегазоносном бассейне Регганэ (Алжир) по данным гамма-каротажа.

В нижнепермских отложениях кроме эрозионной поверхности сакмарского яруса удастся проследить маркирующий горизонт в ассельском ярусе, отложения которого представляют, по-видимому, карбонатные комплексы трансгрессивного тракта карбонатных систем. Отложения сакмарского яруса можно отнести к осадкам тракта высокого уровня моря.

При попытке визуального сравнения и прослеживания форм кривых ГК (непрямой литологической корреляции) между четко определяемыми границами возникают трудности, связанные с изменчивостью и конвергенцией свойств пород, а также неоднозначным характером записи кривых ГК. Расчет фрактальной размерности с нормировкой осцилляций позволяет в большой степени обойти эти трудности и выявить более общие закономерности строения разреза и его структуры.

На рис.4.5 показана секвенс-стратиграфическая интерпретация полученной корреляции. Здесь четко фиксируется нижняя граница секвенса (граница SB1-1), нижняя граница трансгрессивного тракта (TS). Верхняя граница секвенса срезана либо рельефом, либо зонами развития татарских и неогеновых отложений.

Наиболее замечательными являются характеристические линии типа X, отвечающие отложениям низкого уровня моря, соответствующие проградационным сериям песчаников с повышенными емкостными свойствами, обеспечивающими насыщение углеводородами и их сохранение под покрывкой, сформированной в период трансгрессивного тракта (лингуловые глины). Наклон этих линий указывает на направление сноса обломочного материала и характер налегания серий проградации друг на друга. Таким образом, фрактальные образы диаграмм ГК выступают критерием прогноза и поиска неатиклиальных ловушек.

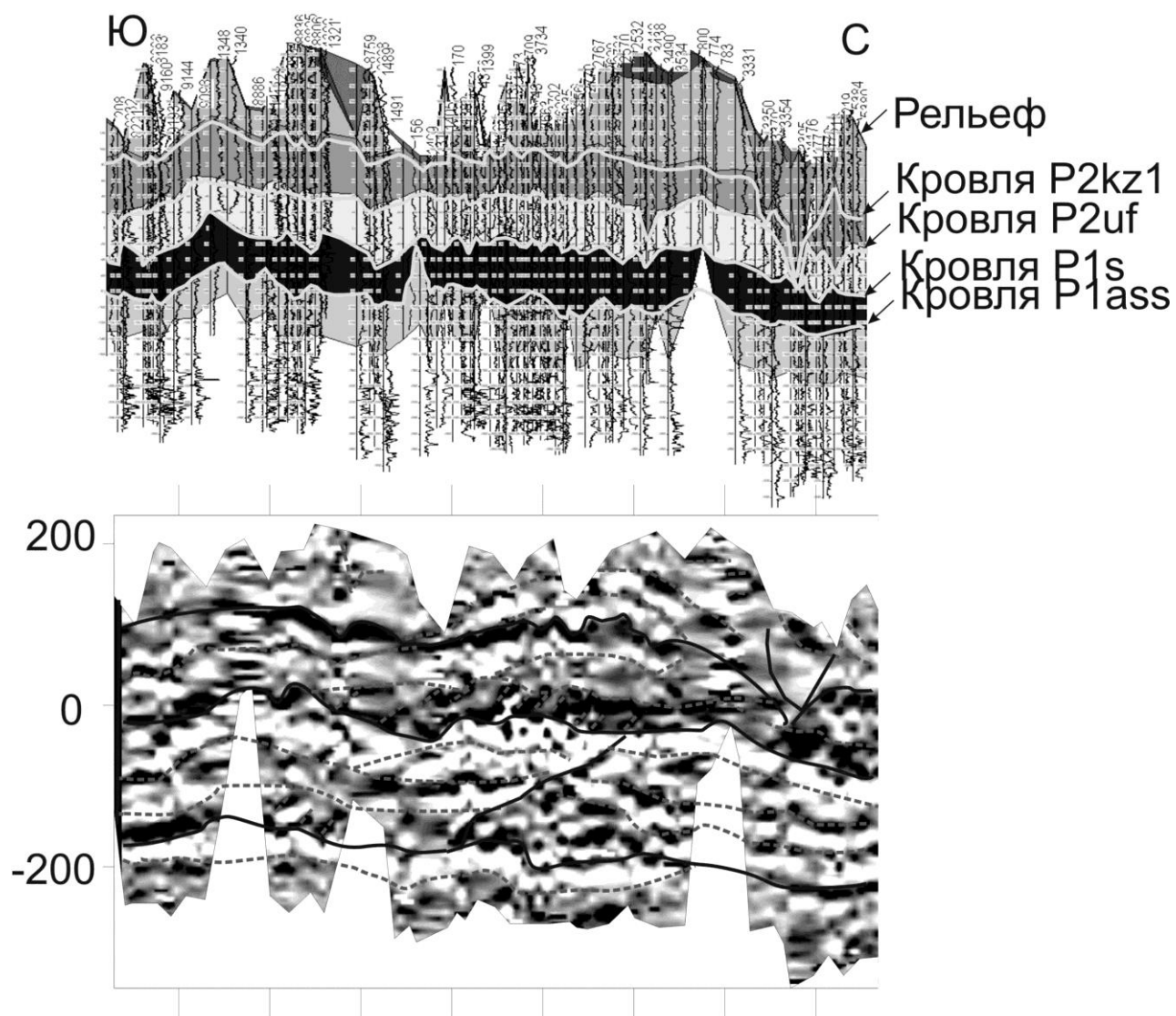


Рис.4.4. Корреляция классическая (наверху) и корреляция фрактальных образов (субмеридиональный профиль, сопоставление ГК диаграмм более 100 скважин – зона развития битуминозных шешминских песчаников в области выклинивания уфимских отложений в Татарстане).

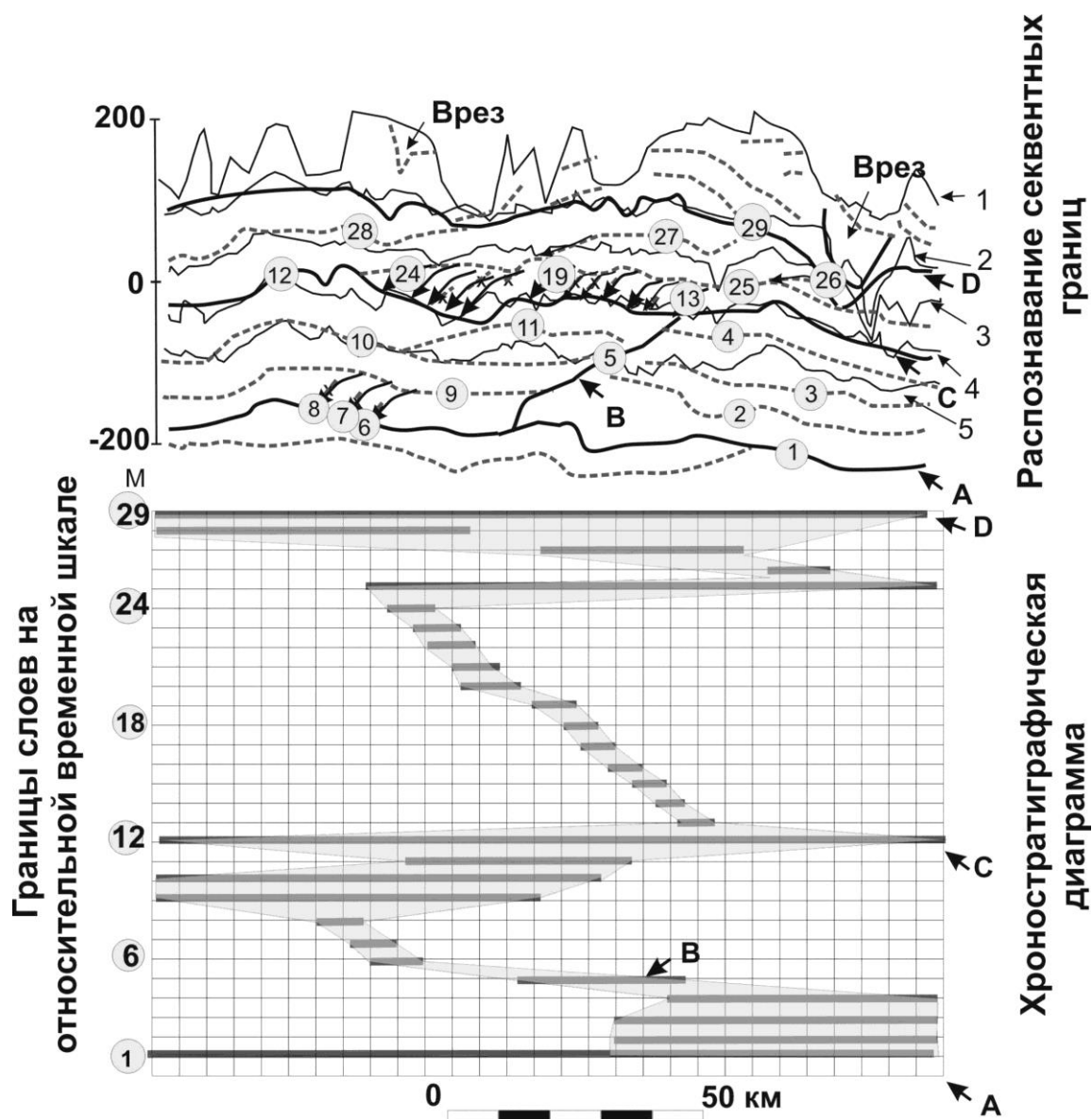


Рис.4.5. Секвенс-стратиграфическая интерпретация профиля (рис.4.4)  
 А, В, С, D - границы секвенсов. Литостратиграфические границы:  
 1 - рельеф; кровли: 2 - нижнеказанского подъяруса, 3 - уфимского  
 яруса, 4 - сакмарского яруса, 5 - ассельского яруса.

Х - характеристические линии, отражающие границы выдвигения  
 проградационных серий тракта низкого уровня моря.

### Литература

1. Афанасьев С.Л. Ритмы и циклы в осадочных породах // Бюл. МОИП. Отд.геол. 1974. №6. С.141-142.
2. Бокситоносные формации Русской платформы. – В кн.: Генетические типы осадочных рудоносных и угленосных формаций / Левченко Е.В., Бобров Е.Т., Вягозаев Ф.Я. и др. – М.: Наука, 1973.- С.111-138.



3. Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 542 с.
4. Бурлин Ю.К., Конюхов А.И., Карнюшина Е.Е. Литология нефтегазоносных толщ. – М.: Недра. – 1991.
5. Буялов Н.И., Бурнштейн Л.М., Вениковский С.А. и др. Методологические основы прогнозирования нефтегазоносности. – М.: Недра.- 1990.
6. Вагнер Р., Покорский И., Дадлез Р. Палеотектоника пермского бассейна Польской низменности. – Геологический ежеквартальник. – 1980. – т.24, №3.
7. Вассоевич Н.Б. Геоцикличность. Новосибирск, 1976. 124с.
8. Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна // Материалы по геологии России.- Казань, 1868. - Т.1.-145с.
9. Головкинский Н.А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. СПб. 1868. 143 с.
10. Головкинский Н.А. О послетретичных отложениях по Волге и в ее среднем течении. Казань. 1865.
11. Голубовский В.А. Формационный анализ сложных регионов. – М.: Недра, 1983.-212 с.
12. Губкин И.М. Учение о нефти. – М.: Наука.- 1975.
13. Деч В.Н., Кноринг Л.Д. Методы изучения периодических явлений в геологии. Л., 1985, 255с.
14. Жемчужников Ю.А. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
15. Захаров В.А., Месежников М.С., Ронкина Э. и др. Палеогеография севера СССР в юрском периоде. – Новосибирск: Наука, 1983. – 198 с.
16. Игнатьев В.И. Формирование Волго-Уральской антеклизы в пермский период. – Казань: Изд-во КГУ, 1976.- 176с.
17. Иностранцев А.А. Геология. СПб. 1885. т.1.
18. Карагодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. М., 1980, 240с.
19. Кирпаль Г.Р. Прогноз и поиски месторождений бокситов. – М.: Недра, 1980. – 271 с.
20. Крылов Н.А., Аксенов А.А. Основные закономерности размещения залежей углеводородов в земной коре. – В кн.: Теоретические основы поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа. – М.: Наука, 1984.
21. Лагорио А. Е. Памяти Н. А. Головкинского. Некролог. // Ежегодник по геологии и минералогии России. 1897. т. II. С.1-5.
22. Мальцева А.К., Крылов Н.А. Формационный анализ в нефтяной геологии. – М.: Недра, 1986, 184 с.

23. Милановский Е.В. Эволюция рифтогенеза в истории Земли. 27 сессия МГК, тектоника, секция С.07, доклады, т.7. – М.: Наука, 1984. – С.109-126.

24. Нургалиева Н.Г., Утемов Э.В., Косарев В.Е. Фрактальные образы диаграмм гамма-каротажа в корреляции верхнепермских отложений природных резервуаров тяжелых нефтей Западного Закамья // Геология нефти и газа, 2007, №5, С. 22-26.

25. Одесский И.А. О генетической основе формационного анализа. – Материалы совещания - К 300-летию Приказа рудокопных дел государства Российского - 4 региональное Уральское литологическое совещание: Осадочные бассейны: закономерности строения и эволюции, минерогения. - Екатеринбург, 2000.

26. Пожариский В., Котаньский З. Байкальское и каледонско-варисийское тектоническое развитие и строение фенотектонической Восточно-Европейской платформы в Польше. – Геологический ежегодник, 1979, т.23, №1.- С.7-22.

27. Романовский С.И. Николай Алексеевич Головкинский. – Л.: Наука. 1979. 191 с.

28. Соколов Б.А. Роль раздвиговых движений при формировании структуры и нефтегазоносности платформ. – В кн.: Тектоника молодых платформ. – М.: Наука, 1984. – С.3-9.

29. Сократов Г.И. Из истории русской геологии второй половины XIX в. (к 50-летию со дня смерти Н. А. Головкинского и 80-летию его теории // Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени Горного института. 1949. том XV-XVI. С. 41-68.

30. Теоретические основы и методы поисков и разведки скоплений нефти и газа // А.А. Бакиров, Э.А. Бакиров, В.С. Мелик-Пашаев и др.- М.: Высш. шк.-1987.

31. Утемов Э.В. Некоторые аспекты использования анализа фрактальных свойств геофизических данных при их геологической интерпретации. Казан. ун-т. - Казань, 1998 - 11с. Деп. в ВИНТИ 18.09.98, №2822-В98.

32. Фролов В.Т. Литология. Кн.3: Учеб. Пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1995. – 352 с.

33. Хаин В.Е. Региональная геотектоника, Северная и Южная Америка. – М.: Недра, 1971. – 130 с.

34. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. – М.: Недра, 1977. – 359 с.

35. Цейслер В.М. Анализ геологических формаций. – М.: Изд-во РУДН, 2002. – 186 с.

36.Швецов М.С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпох. – М.: Гостоптехиздат, 1954. – 78 с.

37.Шлезингер А.Е. Региональная сейсмостратиграфия.- М.: Научный мир, 1998, 143с.

38.Эллерн С.С. Горизонтальные перемещения земной коры и закономерности размещения и образования бокситов. – В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые. – М.: Изд-во Госкомитета по науке и технике, 1976. – С.152-156.

39.Эллерн С.С. Некомпенсированные прогибы древних платформ – специфические структуры переходной стадии. – В кн.: Некомпенсированные прогибы платформ и их нефтегазоносность. – Казань: Изд-во КГУ, 1976.- С.3-29.

40.Эллерн С.С. Некомпенсированные прогибы молодых платформ и их нефтегазоносность. – Казань: Изд-во КГУ, 1976.- С.42-95.

41.Эллерн С.С. Прогибы некомпенсированного типа, компенсационные поднятия и их нефтегазоносность. – ДАН СССР, 1984, т.279, №4.- С.972-976.

42.Berger A.L., Loutre M.F. Astronomical forcing through geological time. In: de Boer P.L., Smith D.G. (eds) Orbital forcing and cyclic sequences. Int Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 1994, 19, p.15-24.

43.Boardman D.R., Heckel P.H. Glacial-eustatic sea-level curve for early Late Pennsylvanian sequence in north-central Texas and biostratigraphic correlation with curve for midcontinent North America, *Geology*, 1989, 17, p.802-805.

44.Boardman D.R., Heckel P.H. Reply to comment on “glacial-eustatic sea-level curve for early Late Pennsylvanian sequence in north-central Texas and biostratigraphic correlation with curve for midcontinent North America”. *Geology*, 1991, 19, 92-94.

45.Boer P.L. de, Smith D.G. (eds) Orbital forcing and cyclic sequences. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment, 1994, 19.

46.Caputo M.V., Crowell J.C. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic era. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1985, 96, p.1020-1036.

47.Carter R.M., Abbott S.T., Fulthorpe C.S., Haywick D.W., Henderson R.A. Application of global sea-level and sequence-stratigraphic models in southern hemisphere Neogene strata from New Zealand. In: Macdonald DIM (ed) Sedimentation, tectonics and eustasy: sea-level changes an active margins. Int Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 1991, 12, p.41-65.

48.Cecil C.B. Paleoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks. *Geology*, 1990, 18, p.533-536.

49.Crowell J.C. Gondwanan glaciation, cyclothems, continental positioning and climate change. *Am. J. Sci*, 1978, 278, p.1345-1372.

- 50.Crowley, T. J., and Baum, S. K. 1992. Modeling late Paleozoic glaciation. *Geology* 20:507-510
- 51.Dott, R.H. Jr., An introduction to the ups and downs of eustasy. In: Dott R.H.Jr. (ed) *Eustasy: the historical ups and downs of a major geological concept*. Geol. Soc. Am. Mem. 180, 1992. 1-16.
- 52.Einsele G., Ricken W., Seliacher A. (eds) *Cycles and events in stratigraphy*. Springer, Berlin Heidelberg New York, 1991, p.508-523.
- 53.Einsele, G. *Sedimentary basins*, 2<sup>nd</sup> ed., Springer-Verlag Berlin New York. 2000. 792p.
- 54.Eyles N. Earth's glacial record and its tectonic setting, *Earth-Sci Rev.*,1993, 35, p.1-248.
- 55.Fischer A.G., de Boer P.L., Premoli Silva I *Cyclostratigraphy*. In: Ginsburg R.N., Beaudoin B. (eds) *Cretaceous resources, events and rhythms: background and plans for research*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1990, p.139-172.
- 56.Fisher A.G., Bottjer D.J. Orbital forcing and sedimentary sequences (introduction to special issue). *J.Sediment Petrol*, 1991, 61, p.1063-1069
- 57.Fraizer, D.E. Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. Bureau of Economic Geology, University of Texas, Geological Circular. 74-1, 1974. 26 pp.
- 58.Heckel P.H. Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along mid-continent outcrop belt, North America. *Geology*, 1986, 14, p.330-334.
- 59.House M.R. A new approach to an absolute timescales from measurements of orbital cycles and sedimentary microrhythms, *Nature*, 1985, 315, p.721-725.
- 60.House M.R., Gale A.S. (eds) *Orbital forcing time scales and cyclostratigraphy*. Geology Society, London, Spec. Publ., 1995, 85, 210p.
- 61.Imbrie J. A theoretical framework for the Pleistocene ice ages. *J. Geol. Soc. (Lond)*, 1985, 142, p.417-432.
- 62.Klein G. de V. Climatic and tectonic sea-level gauge for mid-continent Pennsylvanian cyclostratigraphy. *Geology*, 1992, 20, p.363-366.
- 63.Krumbein, W.C., and L.L. Sloss, 1963, *Stratigraphy and sedimentation*: W.H.Freeman, San Francisco, 660p.
- 64.Miall A.D. *The geology of stratigraphic sequences*. Springer, Berlin Heidelberg, 1997, 433p.
- 65.Middleton G.V. Johannes Walter's law of correlation of facies. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1973, 84, 979-988, 2.1.1, 2.1.2
- 66.Mitchum, R.M., Jr., P.R.Vail, and S. Thompson, III, 1977, *Seismic stratigraphy and global change of sea level*. Part 2: The depositional sequences as a basic unit for stratigraphic analysis, in C.E.Payton (ed.), *Seismic*

stratigraphy – Applications to hydrocarbon exploration: Am.Assoc.Petroleum Geologists Mem.26, p.53-62.

67.Nourgalieva N.G. The Ufimian Ashalchinskies Facies in Southern Tatarstan: Reservoir Characteristics.- Georesources, no 2[2], 2000, P.24-29.

68.Ross, W.C. Cyclic stratigraphy, sequence stratigraphy, and stratigraphic modeling from 1964 to 1989: twenty five years of progress? In: Franseen E.K., Wathey W.L., Kendall C.G.St.C. (eds) Sedimentary modeling: computer simulations and methods for improved parameter definition. Kans. Geol. Surv. Bull. 1991. 233: 3-8.

69.Rutot A. Les phenomenes de la sedimentation marine etudies dans leurs rapports avec la stratigraphie regionale // Bull. Du Musee R. d'Hist. Nat. de Belgique. 1883. T.2. N1. 292p.

70.Shackleton N.J., Berger A., Peltier W.H. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene based on ODP Site 677. Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Science, 81, 1990, 81, p. 251-261.

71.Sloss, L.L. Sequences in the cratonic interior of North America. Geol. Soc. Am. Bull. 1963. 46: 1050-1057.

72.Sloss, L.L., 1963, Sequences in the cratonic interior of North America: Geol.Soc. America Bull., v.74, p.93-114.

73.Sloss, L.L., Krumbein, W.C., Dapples, E.C. Integrated facies analysis. In: Longwell C.R. (ed) Sedimentary facies in geologic history. Geol. Soc. Am. Mem. 1949. 39: 91-124.

74.Suess, E. (1885-1890) Das Antlitz der Erde. F. Tempsky, Vienna, vol 3.

75.Tiedemann R., Sarnthein M., Shackleton N.J. Astronomical timescale for the Pliocene Atlantic 18O and dust flux records of ODP site 659. Paleoceanography, 1994, 9, p.619-639.

76.Vail P.R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy interpretation procedure. Atlas of Seismic Stratigraphy// Amer. Assoc.Petrol.Geol., Stud.Geol., 1987, v.27, N1, P.1-10.

77.Vail P.R., Mitchum R.M. Jr., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S. III, Sangree J.B., Bubb J.N., Hatlelid W.G. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. In: Payton CE (ed) Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 1977, 26, p.49-212.

78.Vail, P.R., Mitchum, R.M.Jr., Todd, R.G., Widmier, J.M., Thompson, S. I., Sangree, J.B., Bubb, J.N., Hatlelid, W.G. Seismic stratigraphy and global change of sea level. In C.E.Payton (ed.), Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration. Am.Assoc.Petroleum Geologists Mem. 1977. 26: 49-212.

79.Van Veen P.M., Simonsen B.T. Comment on “glacial-eustatic sea-level curve for early late Pennsylvanian sequence in north-central Texas and biostratigraphic correlation with curve for mid-continent North America”, Geology, 1991, 19, p.91-92.

80.Veevers J.J., Powell C.McA., Collinson J.W., Lopez; Gamundi O.R. Synthesis //Permian-Triassic Pangean foldbelts along the Panthalassan Margin of Gondwanaland. Boulder (Colo.), 1994. P. 331-354. (Geol. Soc. Amer. Mem. Vol. 184).

81.Walther Johannes Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Beobachtungen über die Bildung der Gesteine und ihrer organischen Einschlüsse, t.1-3. 1893-1894: t.1 Bionomie des Meers. Beobachtungen und Existenzbedingungen. 1893. XXX. 196S.; t2. Die Lebensweise der Meeres – thiere. Beobachtungen über das Leben der geologisch wichtigen Thiere. S.197-531; t3. Lithogenesis der Gegenwart. Beobachtungen über die Bildung der Gesteine an der heutigen Erdoberfläche. 1894. S.532-1055.

82.Wanless H.R. Eustatic shifts in sea level during the deposition of Late Paleozoic sediments in the central United States. In: Elam J.G., Chumbar S. (eds) Cyclic sedimentation in the Permian Basin, West Texas Geological Society Symposium, 1972, p.41-54.

83.Wanless H.R. Late Paleozoic cycles of sedimentation in the United States. 18<sup>th</sup> International Geological Congress, 1950, Algiers, part 4, p.17-28.

84.Wanless H.R., Shepard E.P. Sea level and climatic changes related to Late Paleozoic cycles. Geol. Soc. Am. Bull., 1936, 47, p.1177-1206.

85.Weller J.M. Cyclical sedimentation in the Pennsylvanian period and its significance // J. Geol. 1930. Vol. 38. N2. P.97-135.

86.Weller, J.M., 1960, Stratigraphic facies differentiation and nomenclature: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v.42, p.609-639.

87.Wheeler, H.E. Time-stratigraphy. Am. Assoc. Pet. Geol. 1958. Bull 42: 1047-1063.